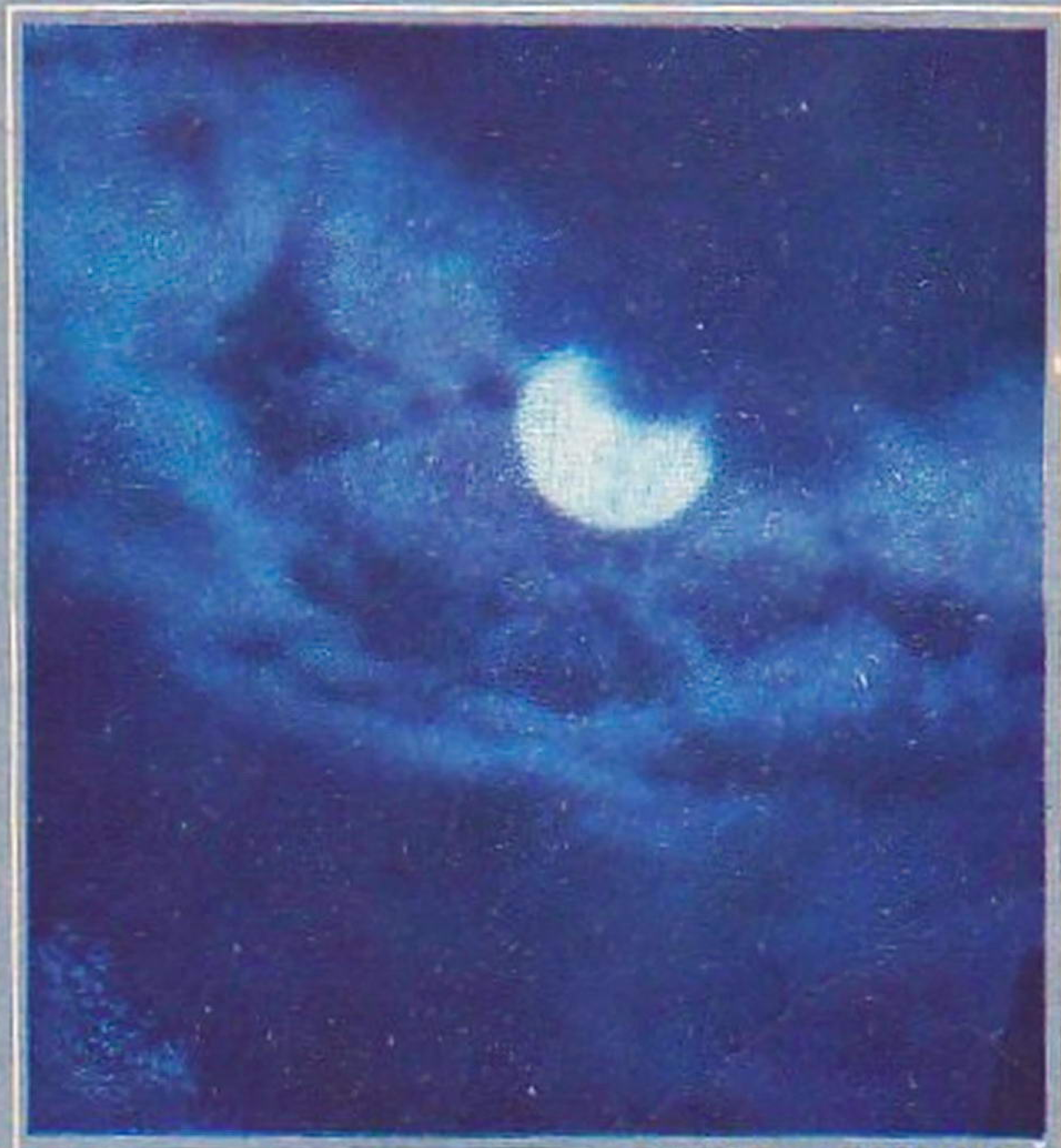
Ctin. Grasu · Al. Maftei

CE ȘTIM DESPRE LUNĂ

seria TEHNICA LA ZI



EDITURA TEHNICĂ

Constantin Grasu — Alexandru Maftei

CE ȘTIM DESPRE LUNĂ



EDITURA TEHNICĂ
București — 1989

„Lună tu stăpîna mării . . .
. . . .
Peste cîte mii de valuri stăpînirea ta străbate
Cînd plutești pe mișcătoarea mărilor singurătate"

M. Eminescu

PREFAȚA

Putem fi încredințați, fără nici o îndoială, că încă din zorii antropogenezei cerul a nedumerit, a neliniștit și, de ce nu, a încîntat. Cerul în sine, cu miliardele lui de stele, dar mai ales Soarele și Luna, care au intrat în viața omului prin mit și simbol, printr-o arzătoare dorință de a le ști rostul și de a și le apropia.

Mai aproape de noi, „astrul nopții" avea să fie primul corp ceresc pe care geniul uman a reușit să-l cucerească și să-l cunoască chiar la el acasă, devenind, în viitor, și rampă de lansare spre lumea infinită a Cosmosului.

Cunoașterea Lunii, însă, a parcurs un drum lung, pe care la inceputuri s-a aflat fantezia, mai apoi luneta lui Galilei, iar contemporane nouă vehiculele spațiale, grație cărora primul pămîntean, Neil Armstrong, i-a atins solul.

Maratonul oamenilor de știință în efortul de a ajunge pe Lună reprezintă o lectură echivalentă cu romanul de aventură și el se confundă cu însăși istoria astronauticii, pentru care există deja cîteva cărți care stau la îndemîna cititorilor.

Subiectul discutat în cartea de față este însă altul și credem că el nu-i mai puțin palpitant, pentru că încearcă să redea imaginea geologică a Lunii, comparativ cu sora mai mare Terra, imagine ce are ca suport investigațiile a patruzeci de misiuni americane și sovietice, dintre care nouă au revenit pe pămînt cu prețioase eșantioane din solul lunar.

Așadar, banalul dar indispensabilul ciocan geologic, persiflat cîndva de John Bernal, a ajuns, în sfîrșit, pe Lună și de sub loviturile lui surde s-a născut o biografie care sperăm să fie lecturată nu numai cu interes, dar și cu plăcere.

AUTORII

CUPRINS

1. GEOLOGIA LUNII SAU SELENOLOGIE?

Înainte de a intra în probleme de fond, o întrebare apare ca inevitabilă. De ce geologia Lunii și nu Selenologie, întrucît utilizarea prefixului „geo“, cu referință directă la planeta Pămînt, apare, cînd este vorba de alte corpuri cerești, drept o inadvertență?

La prima vedere, strict semantic, inadvertența apare reală, întrucît termenul de geologie provine etimologic din cuvintele grecești „ge“—Pămînt și „logos“—studiu, avînd drept obiect, prin complexul său de discipline, mineralogie, stratigrafie, paleontologie, tectonică, petrografie, geofizică ș.a., geneza, structura, compoziția și evoluția Pămîntului.

Criticînd utilizarea prefixului „geo“ pentru studiul Lunii (sau al altor planete) (din punctele de vedere menționate mai sus), unii autori au propus termenii de „Astrogeologie“ (Milton, 1969) sau „Planetologie“. În timp ce „Astrogeologia“ prezintă aceleași neajunsuri, termenul de „Planetologie“ nu convine, avînd un înțeles prea larg și în plus incluzînd în sfera sa și disciplinele negeologice, printre care chiar și Astronomia.

După aprige dispute se pare că s-a ajuns la o conciliere și anume la concluzia că termenul de geologie trebuie conservat, indiferent dacă este vorba de studiul Lunii sau al planetelor, întrucît, pe de o parte, principiile și legitățile cu care operează această disciplină au fost stabilite pe Pămînt și extrapolarea lor pentru alte corpuri cerești nu impune neapărat introducerea de denumiri noi, Selenologie chiar, care să încarce inutil terminologia științifică; pe de altă parte s-a făcut și observația, justă de altfel, că termenul grecesc de „ge“ are un înțeles cu mult mai larg, pe lîngă cel de Pămînt, avînd și sensul de sol, teren, ținut, ceea ce oferă o reală libertate de a se vorbi, fără teama de a greși, de geologia Lunii, geologia planetelor Marte, Venus, ș.a.m.d.

2. LUNA – SCURTĂ BIOGRAFIE ASTRONOMICĂ

După cum se știe, toate corpurile ce se rotesc în jurul unui alt corp ceresc de masă mai mare poartă numele de sateliți. În sistemul nostru solar, planetele sînt sateliții Soarelui și la rîndul lor, au și ele sateliți naturali; pînă în prezent se cunosc 34 de asemenea sateliți.

Planetele cu sateliți naturali sînt Pămîntul, Marte, Jupiter, Saturn și Uranus, dimensiunile acestora atingînd

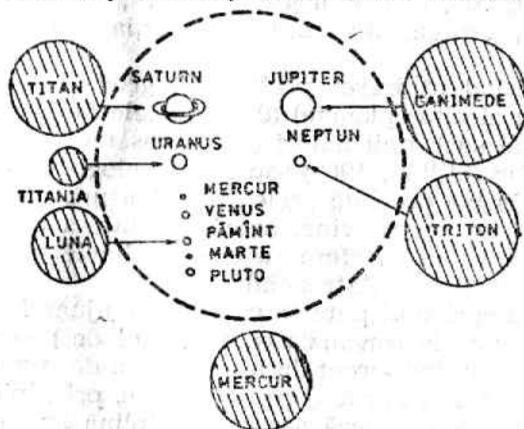


Fig. 1. Mărimea planetelor în comparație cu diametrul Soarelui și al Lunii față de cei mai mari sateliți naturali; sateliții sînt raportați la planeta Mercur (după C. Popovici et al., 1977).

diametre între 10—6 000 km; ei sînt mai mici sau depășesc ușor mărimea planetei Mercur (fig. 1).

Luna, ca satelit natural al Pămîntului nu este întrecută ca mărime decît de doi sateliți ai lui Jupiter, unul

al lui Saturn și unul al lui Neptun; ea se plasează în schimb pe primul loc din punctul de vedere al raportului de mărime cu planeta în jurul căreia gravitează. Pe lîngă numele de Lună, provenit din limba latină, satelitul Pămîntului mai poartă și numele de Selena, termenul venind, de data aceasta, din greacă.

Fiind cel mai cunoscut corp ceresc, Luna este de cca. 50 de ori mai mică decît Pămîntul și se află la o distanță medie de acesta de 384 000 km; la apogeu, adică la depărtarea maximă de Pămînt, această distanță atinge 405 508 km, în timp ce la perigeu, adică la apropierea maximă de Pămînt ea ajunge la 363 300 km.

Are o masă de $7{,}349 \cdot 10^{25}$ g, densitatea medie de 3,34 g/cm^3, iar accelerația gravitațională la suprafață este de 1,62 m/s^2, adică de aproape 6 ori mai mică decît a Pămîntului (9,81 m/s^2). Presiunea crește aproape constant spre centrul Lunii unde atinge $4{,}71 \cdot 10^4$ bar.

Perioada de revoluție siderală este de 27 zile, 7 ore, 43 minute și 11 secunde, în timp ce luna sinodică prezintă un interval de 29 zile, 12 ore, 44 minute și 2,9 secunde; prin lună siderală se înțelege perioada dintre două treceri consecutive ale satelitului prin dreptul aceleași stele fixe, iar prin lună sinodică, intervalul după care se repetă fazele sale, de la lună nouă, la primul pătrar, lună plină și ultimul pătrar. Planul orbitei lunare este înclinat față de planul eclipticii cu 5°9'.

Perioada de rotație fiind egală cu cea de revoluție, Luna îndreaptă mereu spre Pămînt una și aceeași față, încît se vorbește de o emisferă vizibilă și o emisferă invizibilă, apropiată (nearside) sau îndepărtată (farside).

Din cauza mișcării sale încete de rotație, ziua și noaptea lunară sînt echivalente cu cîte două săptămîni terestre. Mișcarea de balansare a globului selenar, numită librație, de circa 6°—7°, în sensul longitudinii și latitudinii, face ca de pe Pămînt să se vadă mai mult de jumătate din suprafața sa și anume 59%.

Schimbarea poziției Pămîntului și Lunii în raport cu Soarele, în urma mișcărilor de rotație și de revoluție, determină modificarea formei suprafeței luminate a satelitului, ceea ce se cunoaște sub numele de fazele Lunii (fig. 2).

Astfel, momentul cînd Luna este în conjuncție cu Soarele corespunde cu faza de Lună nouă; cînd Luna este în opoziție cu Soarele, discul său se vede în întregime, fiind luminată total și corespunde cu faza de Lună plină. Cînd pozițiile Soarelui, Pămîntului și Lunii formează un unghi de 90°, Luna este luminată parțial încît din ea se

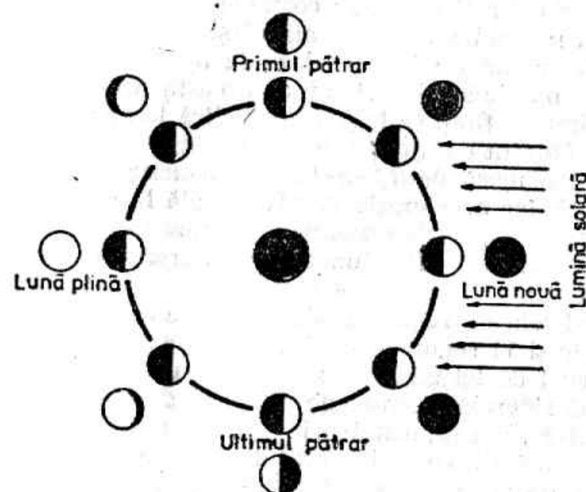


Fig. 2. Fazele Lunii determinate de schimbarea poziției sale în raport de soare și pămînt (după C. Popovici et al., 1977).

vede doar un semicerc; același lucru se întîmplă și cînd cele trei corpuri formează un unghi de 270°; aceste faze constituie primul și ultimul pătrar; la primul pătrar partea luminată este în creștere, în timp ce la ultimul pătrar este în descreștere. Alături de lumina solară luna primește în apropierea fazei de lună nouă o iluminare considerabilă de la Pămînt (lumina cenușie a Lunii).

Masele Lunii și Pămîntului fiind diferite se poate deduce că acțiunea cîmpurilor gravitaționale se va manifesta pe anumite distanțe bine precizate și că va exista o zonă neutră unde atracția dintre cele două corpuri va fi egală (punct Lagrange); această zonă neutră se plasează la 38 400 km față de Lună și 345 000 km față de Pămînt.

Un fenomen interesant care apare ca rezultat al interacțiunii Pămînt—Lună îl reprezintă mareele. Acestea sînt oscilații ritmice ale Oceanului Planetar, introduse de atracția exercitată de Lună, în combinație cu cea a Soarelui (fig. 3); explicația lor a fost dată pentru prima dată de către Newton.

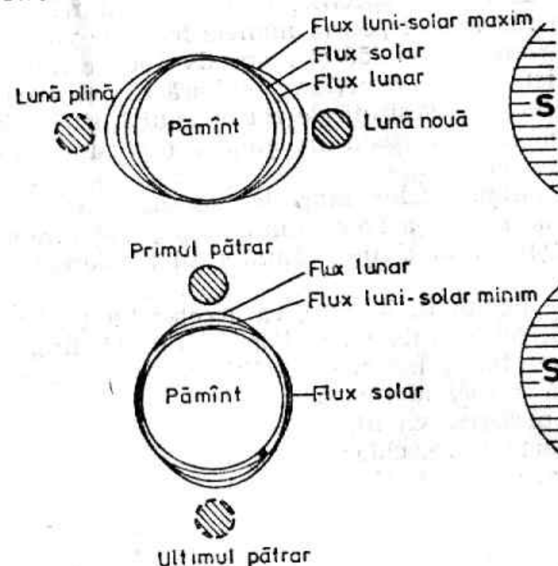


Fig. 3. Mecanismul mareelor terestre prin atracția combinată Lună—Soare (după C. Popovici et al., 1977).

Mareele prezintă un flux și un reflux și sînt determinate de atracția ce se exercită asupra moleculelor apei marine și oceanice, atracție proporțională cu masa și invers proporțională cu pătratul distanței. Unda mareică se deplasează în jurul Pămîntului, fluxul producîndu-se de două ori în 24 de ore și 50 de minute, urmărind trecerea Lunii la meridianul locului și meridianul opus. Cînd Soarele și Luna acționează conjugat, la Lună nouă și la Lună plină, mareele ating amplitudinea maximă, iar la primul și ultimul pătrar au amplitudinea minimă.

Diferența apelor oceanice între flux și reflux poate atinge valori de 10—20 m, fenomenul fiind maxim în golfuri, estuare și strîmtori; în mările închise cum este cazul Mării Negre, mareele nu depășesc 50 cm.

Ca urmare a mareelor, în timpul fluxului, la gura fluviilor mari, apele se ridică cu 3—5 m, urcînd spre izvoare cu un zgomot specific, așa cum se întîmplă pe Amazon (aici fenomenul poartă numele local de *pororoca*) sau Gange, avansînd pe 250 și respectiv 160 de mile.

Există însă și o acțiune similară asupra particulelor scoarței terestre, sesizată de astronomul Darwin, fiul marelui biolog, dar aceasta are amploare redusă, de ordinul a cîtorva decimetri.

În ansamblul lor, mareele exercită o frînare asupra mișcării de rotație a Pămîntului, ceea ce are drept consecință creșterea în timp a duratei zilei siderale cu circa 20 ms pe an.

Este de notat, în fine, că accelerația gravitațională mai mică, comparativ cu a Pămîntului, și lipsa atmosferei lunare fac ca lansarea sateliților, aselenizarea sau decolarea să se facă aici cu un consum redus de energie; în plus, plasarea sateliților lunari se poate face la altitudini foarte joase, chiar la 9 km, atît cît să depășească relieful cel mai înalt din zonele continentale.

3. ISTORIA CUNOAȘTERII LUNII. MIJLOACELE DE INVESTIGARE

Primele relatări despre Lună aparțin literaturii de fabulație, începuturile de fapt ale genului „science fiction"; este vorba de cartea „Istorie adevărată" a lui Lucian din Samosata (Siria de astăzi), scriitor care a trăit în secolul II e.n. Luna nu apare aici decît ca fundal pe care ajunge autorul cu un grup de pămînteni și unde selenarii erau în război cu năvălitorii din Soare.

Cu 14 secole mai tîrziu se scrie o a doua carte științifico-fantastică, în obiectiv fiind, de asemenea, Luna. De data aceasta autorul ei este un astronom și anume Johannes Kepler (1571—1630) cel care în 1609 reușise să stabilească legile de mișcare a planetelor și în special faptul că deplasarea lor nu se face după cercuri cum presupusese Copernic, ci după elipse. Om de știință fiind, cartea lui Kepler, intitulată „Somnium" („Un vis"), oferă de data aceasta, cu anticipație, o serie de date exacte nu numai asupra Lunii dar chiar și asupra dificultăților zborurilor extraterestre. Sînt interesante în acest sens intuițiile marelui astronom privind rigorile climatice ale Lunii, date de diferențele mari de temperatură dintre zi și noapte, lipsa atmosferei în spațiul de dincolo de Pămînt, precum și fenomenele de suprasolicitare și imponderabilitate resimțite de călători în timpul zborurilor.

Relatările kepleriene cu fond științific, comparativ cu naivitățile lui Lucian din Samosata sau Cyrano de Bergerac (1619—1655), erau normale, el fiind, în plus, contemporan cu titanul renașterii, Galileo Galilei (1564—1642), care inventase luneta și-și apropiase Luna, pe care observase deja munți, mări și văi, apropiate ca formă de relieful terestru.

O figură importantă a Astronomiei după Galilei şi mai ales în ceea ce priveşte cunoaşterea Lunii este cea a învăţatului polonez Jean Hevelius (1611—1687), care a trăit şi lucrat la Gdansk. El şi-a consacrat mulţi ani de observaţii Lunii, datele fiind sintetizate în cartea „Selenografia (1647)"; atlasul care însoţeşte lucrarea cuprinde gravuri ale autorului în care apare relieful satelitului cu multe dintre denumirile de munţi şi mări date de Hevelius şi rămase definitiv în geografia selenară.

După Kepler acest gen de literatură devine mai prudent sau dispare o bucată de vreme pînă la romanul de anticipaţie ştiinţifică a lui Jules Verne (1828—1905), scriitor preocupat mai ales de mijloacele tehnice necesare desprinderii de Pămînt şi ajungerii pe solul lunar („De la Pămînt la Lună").

Dar să lăsăm literatura şi să derulăm puţin filmul ideilor şi al eforturilor făcute pe tărîmul tehnicii spaţiale, al rachetelor în special, de care au depins de fapt progresele astronauticii. Domeniul respectiv înscrie nume celebre printre care şi doi români ardeleni. Începutul îl face Isaac Newton (1642—1727), care descoperă legea atracţiei universale, precum şi legea a treia a mecanicii, respectiv acţiunea şi reacţiunea, ultima cunoscută deja şi experimentată încă din secolul II î.e.n.

Adevăraţii pionieri ai rachetelor purtătoare sînt însă Conrad Haas din Sibiu (1529—1579), preconizatorul rachetelor în trepte şi a stabilizatoarelor deltoidale, „visătorul" din Kaluga, K. E. Ţiolkovski (1857—1935), considerat părintele astronauticii, apoi teoreticienii şi-n acelaşi timp experimentatorii de rachete, ardeleanul Herman Oberth (1894—1980) şi americanul R. Goddard (1882—1945), şi, în fine, Werner von Braun (1912—1977), elevul şi colaboratorul lui H. Oberth; constructorul uneia din cele mai puternice rachete cunoscute, „Saturn" V (22 milioane cai putere şi capacitate de satelizare 45 tone) şi S. P. Koroliov (1906—1966), proiectantul rachetelor sovietice „Vostok"; în prezent sînt proiecte pe cale de realizare a unor rachete cu mult mai puternice (170 milioane cai putere), capabile să satelizeze sarcini de pînă la 100 tone.

Cu ceea ce au gîndit şi au realizat aceşti înaintaşi, era cosmică este inaugurată odată cu primul „Sputnik", lansat de specialiştii sovietici la 4 octombrie 1957, şi apoi zborul epocal a lui I. Gagarin (1934—1968) din 12 aprilie 1961, primul om care a privit Pămîntul din afara spaţiului terestru.

Odată gravitaţia învinsă, primul gînd al omului avea să fie explorarea Lunii, americanii punînd la punct proiectul Apollo, iar sovieticii seria de staţii automate Luna.

Proiectul Apollo cu aselenizare de echipaj uman (Apollo 11—17) a fost precedat însă de programe de pregătire prin intermediul staţiilor automate (Ranger, Lunar Orbiter, Surveyor) sau vehicule cu echipaj care au efectuat zboruri circumlunare şi inclusiv simulări privind coborîrea pe Lună (Apollo 7—10).

Seria de staţii automate Ranger (engl.—hoinarul), nouă la număr, au fost lansate în perioada 1963—1965; prin intermediul acestora s-au obţinut imagini ale reliefului lunar de la distanţe mari sau din ce în ce mai apropiate, pînă la impactul cu solul, finalizat cu distrugerea lor.

Proiectul Lunar Orbiter a constituit o serie de 5 staţii automate lansate în anii 1966—1967 şi devenite sateliţi artificiali ai Lunii. Ele au reperat şi fotografiat viitoarele locuri de aselenizare a echipajelor Apollo; în plus, au fost echipate şi pentru studiul micrometeoriţilor şi al radiaţiilor cosmice.

Interesante date au fost obţinute apoi cu staţiile automate lunare Surveyor (engl.—supraveghetor) şi anume şapte la număr, lansate în anii 1966—1968. Spre deosebire de staţiile Ranger, staţiile Surveyor au aselenizat lin, fiind dotate cu aparatură de măsură şi transmiterea de fotografii; parte dintr-o asemenea staţie a fost demontată de echipajul misiunii Apollo 12 şi readusă pe Pămînt pentru a fi supusă studiului, privind comportarea ei în mediul specific selenar.

Ambiţiosul program Apollo a însemnat în final un efort financiar de 24 miliarde de dolari, antrenînd în realizarea proiectului peste 300 000 de oameni şi 150 colective de specialişti geologi, geochimişti, astrofizicieni, fizicieni, chimişti, mineralogi şi geofizicieni, care au participat la prelucrarea celor 290 kg de roci lunare aduse pe Pămînt; dintre selenauţi, singur H. Schmitt a fost specia-

list în geologie, doctor în științe, cu cercetări în Alaska; el a făcut parte din echipajul misiunii Apollo 17.

Cu ocazia acestor misiuni, activitatea extravehiculară (EVA) pe solul lunar a ajuns să depășească 60 de ore în misiunile Apollo 15, 16 și 17, utilizîndu-se și un electroautomobil (LRV), cu independență de mișcare de circa 65 km, cu care s-au parcurs pînă la 40 km; îndepărtarea de modulul lunar nu se făcea pe distanțe mai mari de 5 km pentru a se preîntîmpina eventuale surprize neplăcute. Cu ajutorul acestui electroautomobil a fost transportată și depusă pe solul lunar aparatura geofizică (ALSEP, HFE), care numai în misiunea Apollo 15 a ajuns la o greutate de circa 500 kg.

Programul sovietic a cuprins două tipuri de stații și anume Luna (1—24) și Zond. Stațiile automate Luna au fost lansate în intervalul 1959—1976 și reprezintă o manieră de abordare a Lunii cu totul diferită de cea americană, preferîndu-se roboții în locul echipajului uman.

Printre performanțele programului sovietic reținem: atingerea prima dată a solului lunar (Luna 2); primul satelit artificial al Lunii (Luna 10); prima fotografiere a emisferei invizibile (Luna 3); prima coborîre (Luna 9); recoltarea automată a probelor de roci lunare și aducerea lor pe Pămînt (Luna 16, 20, 24), precum și depunerea pe solul lunar a unor vehicule comandate de pe Pămînt și anume Lunahod 1 și 2; Lunahod 1 a parcurs în jur de 10 km, transmițînd o serie de date științifice, inclusiv circa 4 000 de fotografii; după încheierea misiunii, cele două vehicule servesc drept reflectoare de fascicule laser.

Scopul principal al stațiilor automate Zond (sondă) a fost mai mult de ordin tehnic, pentru pregătirea zborurilor de lungă durată; dintre ele, totuși, fotografiile transmise de Zond 3 (1965) au contribuit la alcătuirea hărții albedoului selenar.

Investigațiile morfologice și morfotectonice sînt cele mai vechi observații făcute asupra suprafeței selenare, direct prin mijloace fotogeologice, ajungîndu-se la rezoluții foarte bune, atît în cazul celor realizate telescopic cît și orbital. S-au efectuat măsurători radar și radar bistatic îmbunătățindu-se cunoașterea reliefului selenar.

Tabelul 1. **Misiunile spațiale din care provin datele care sintetizează cunoștințele asupra Lunii (după D. E. Wilhelms et al., 1987)**

Misiunea	Anul	Felul misiunii; activitate	Locul aselenizărilor și parametrii orbitali
Luna 2	1959	Primul impact	Craterul Autolycus
Luna 3	1959	Primele fotografii ale unei stații automate	Emisfera vizibilă
Ranger 7	1964	Primele fotografii preimpact	Mare Nubium
Ranger 8	1965	Fotografii preimpact	M. Tranquilitatis
Ranger 9	1965	Ultimele fotografii preimpact	Craterul Alphonsus
Zond 3	1965	Fotografii	Emisfera vizibilă
Luna 9	1966	Prima aselenizare fără echipaj	Oc. Procellarum
Luna 10	1966	Zbor orbital	Periseleniu, 350 km
Surveyor 1	1966	Aselenizare fără echipaj	Craterul Flamsteed
Lunar Orbiter 1	1966	Primele fotografii orbitale	Periseleniu, 190 și 40 km
Luna 11	1966	Fotografii orbitale	Periseleniu, 165 km
Luna 12	1966	Fotografii orbitale	Periseleniu, 100 km
Lunar Orbiter 2	1966	Fotografii orbitale	Periseleniu, 50 km
Luna 13	1966	Aselenizare fără echipaj	Oc. Procellarum
Lunar Orbiter 3	1967	Fotografii orbitale	Periseleniu, 55 km
Surveyor 3	1967	Aselenizare fără echipaj	Oc. Procellarum
Lunar Orbiter 4	1967	Fotografii orbitale globale	Periseleniu, 2 705 km
Explorer 35	1967	Investigații magnetice	Periseleniu, 830 km
Lunar Orbiter 5	1967	Fotografii orbitale	Periseleniu, 195 și 100 km
Surveyor 5	1967	Aselenizare; analize chimice	M. Tranquilitatis
Surveyor 6	1967	Aselenizare	Emisfera vizibilă
Surveyor 7	1968	Aselenizare în zonă continentală	Craterul Tycho
Zond 6	1968	Prima recuperare a unui film	Altitudine, 3 300 km
Apollo 8	1968	Primul zbor orbital cu echipaj	Periseleniu, 110 km

Tabelul 1 (continuare)

Misiunea	Anul	Felul misiunii; activitate	Locul aselenizărilor și parametrii orbitali
Apollo 10	1969	Zbor orbital cu echipaj	Periseleniu, 15 km
Apollo 11	1969	Prima aselenizare cu echipaj	M. Tranquilitatis
Zond 7	1969	Zbor orbital; recuperare film	Emisfera invizibilă
Apollo 12	1969	Aselenizare cu echipaj	Oc. Procellarum
Luna 16	1970	Primele probe recuperate de o stație automată	M. Fecunditatis
Zond 8	1970	Zbor orbital; recuperare film	Altitudine, 1 120 km
Luna 17	1970	Vehicul fără echipaj; aselenizare, Lunahod 1	Sinus Iridum
Apollo 14	1971	Prima aselenizare în zonă continentală	Zona Fra Mauro
Apollo 15	1971	Prima misiune lungă cu echipaj	Apennini, regiunea Hadley
Luna 19	1971	Zbor orbital	Periseleniu, 77 km
Luna 20	1972	Stație automată; recoltare probe	Bazinul Crisium
Apollo 16	1972	Aselenizare cu echipaj	Zona continentală Descartes
Apollo 17	1972	Ultima aselenizare cu echipaj	Valea Taurus—Litrow
Luna 21	1973	Aselenizare, Lunahod 2	Craterul Le Monnier
Luna 24	1976	Ultimele probe recuperate de o stație automată	M. Crisium

Ca informații geofizice, primele observații au fost de natură gravimetrică, urmărindu-se regimul de mișcare orbitală circumlunară a stațiilor automate sau cu echipaj, cît și datele oferite de aparatura ajunsă pe solul lunar în cadrul misiunilor Apollo (ALSEP).

Investigații privind magnetismul selenar au fost făcute mai ales de misiunile Apollo, prin mijloace orbitale cu lansare de subsateliți (minisateliți de 40—50 kg) din mo-

dulul de comandă, sau prin măsurători directe cu magnetometre la sol (LSM) sau portabile (LPM); în același scop au fost făcute determinări și pe eșantioane de roci aduse pe Pămînt. S-au făcut apoi înregistrări privind fluxul termic (HFE), precum și conductivitatea electrică a solului lunar sau a stratelor mai profunde.

Obiectivele geologice și geochimice s-au sprijinit mai întîi pe analiza probelor de roci, dublată de determinări prin spectrometrie orbitală; pentru periodizarea evoluției geologice a scoarței lunare s-au luat în considerație vîrstele absolute a rocilor, determinare prin metodele Rb-SR, ^{207}Pb-^{206}Pb, ^{40}Ar-^{39}Ar și U—Pb. Studiile asupra spectrului luminos al suprafeței satelitului natural s-au făcut fie de pe Pămînt, fie prin observații și determinări din stații orbitale, urmărindu-se albedoul, culorile solului sau polarizarea luminii solare reflectate.

În fine, în vederea preliminării unui model al structurii interne a Lunii, s-au luat în considerație observațiile de seismometrie la sol prin înregistrarea cutremurelor lunare, cunoscută și sub numele de seismometrie pasivă (PSE), cît și generarea de perturbații elastice provocate prin explozii sau prin impactul vehiculelor abandonate după încheierea misiunilor (etajul superior al modulului lunar), adică observații de seismometrie activă (ASE); acest din urmă tip de experiment a fost realizat mai ales în timpul misiunilor Apollo 14—17.

4. RELIEFUL SELENAR

Întreaga suprafață a Lunii se caracterizează printr-un contrast vizibil între o serie de zone întunecate și zone luminoase. Primele au fost denumite „mări", iar cele din urmă „continente".

La nivelul întregii suprafețe, mările lunare constituie 16%, în timp ce continentelor le revin 84%; repartiția celor două forme majore de relief este inegală însă pe cele două emisfere; astfel, în timp ce în emisfera vizibilă mărilor le revin 30%, pe cea invizibilă, după datele misiunii sovietice Luna 3 (Barabașov et al., 1961), ele ar ocupa doar 2%.

Pe fondul celor două forme majore menționate se suprapune un relief secundar destul de diversificat, pentru care denumirile latinești sînt aprobate de către Uniunea Internațională de Astronomie, dar al căror corespondent în terminologia geomorfologică consacrată nu este atît de ușor de precizat; în acest sens datele au fost sintetizate de către Wilhelms et al. (1987).

„Mările" lunare, nu au nimic comun cu cele terestre, apa lipsind pe Lună cu desăvîrșire; ele sînt regiuni aproximativ plane la scară mare, cu reliefuri denivelate la scară locală. *Crestele (dorsa)* zonelor marine sînt centuri lungi și complicate. Ele, în general, sînt subconcentrice și subradiale mărilor, dispuse în segmente ce se unesc sau se aranjează în eșalon, formînd sisteme pe sute de kilometri; sistemul de creste atinge de la cîțiva kilometri pînă la peste 10 km lățime și obișnuit au aproximativ între 100—350 m înălțime; multe sînt asimetrice, fiind limitate pe o latură de un abrupt sau un monoclin, cu numai 50—100 m față de suprafața mării. Cele mai multe dintre mări sînt cir-

Tabelul 2. **Principalele reliefuri ale suprafeței selenare (după D. E. Wilhelms et al., 1987)**

Nume latinesc	Elemente desemnate	Descriere
Mare (maria)	Mare	Cîmpii netede, întunecate
Terra (terrae)	Uscat, continent	Terenuri înalte, acidentate și relativ luminoase
Lacus, palus, sinus	Groapă, fund	Mări de dimensiuni reduse
Mons (montes)	Munte, munți	Masive, formînd lanțuri arcuite
Promontorium	Cap, promontoriu	Munți, parțial înconjurați de mare
Rupes	Abrupt	Falii în zone de mare sau abrupturi înalte pe continente
Dorsum (dorsa)	Creste (culmi)	Creste înguste în special în zonele de mare
Rima (rimae)	Șanț, rigolă	Depresiuni înguste și alungite, drepte, sinuoase sau arcuite (rill)
Vallis (valles)	Vale	Depresiuni alungite și largi
Catena (catenae)	Lanț	Lanț montan
—	Cratere	Depresiuni circulare sau subcirculare, limitate de o creastă marginală
—	Bazine cu creste circulare (inelare)	Depresiuni mari, conținînd unul sau mai multe creste montane inelare

culare și bordate de creste montane insulare sau arcuite.

Trebuie menționat că de multe ori termenii de bazin și mare s-au considerat sinonimi. În realitate ei desemnează forme net distincte, bazinele fiind reliefuri depresionare de peste 300 km în diametru, formate prin impact și care pot sau nu cantona mări bazaltice, care sînt, ca geneză, mai tinere (tabelul 3).

Spre deosebire de cratere, care pot ajunge și ele la dimensiuni mari, bazinele prezintă o morfologie mai complexă, fiindu-le caracteristice crestele inelare, care determină de fapt un relief în trepte. Se cunosc două bazine gigantice, unul pe emisfera vizibilă (Procellarum 3 200 km)

Tabelul 3. **Caracteristicile morfologice ale bazinelor și mărilor și ale masconilor asociați**
(după D. E. Wilhelms et al., 1987)

Bazine, mări	Bazin	Mare	Diametrul exterior al grabenului	Elevație, km	Masconi X 10^{20} g
	Diametru/km				
Imbrium	1 160	960	1 160	2,5—3,5	23,0
Crisium	1 060	420	420	4,0—4,5	9,4
Orientale	930	280	500	4,0	3,3
Nectaris	860	300	320	3,5	9,0
Smythii	840	200	200	4,0—4,5	5,0
Humorum	820	350	750	?	5,2
Tranquillitatis	775	600	710	1,5—2,5	0
Serenitatis	740	600	600	3,0—4,0	14,0
Fecunditatis	690	600	600	2,0—3,0	?
Nubium	690	600	620	3,0	0
Humboldtianum	600	120	120	?	?
Grimaldi	430	150	360	3,0—3,5	0,74

și un altul dezvoltat preponderent în emisfera invizibilă, Polul Sud—Aitken, cu diametru de 2 500 km (fig. 4 și 20).

Determinări prin telemetrie laser, fotografii telescopice și orbitale au arătat că în emisfera vizibilă nivelul mărilor se află la 1,5 pînă la 5,5 km sub raza medie a satelitului natural al Pămîntului. Analiza fotografiilor obținute de către stația automată sovietică Zond 3 și determinările laser efectuate în cadrul zborurilor circumlunare ale navelor Apollo au indicat că zonele de relief depresionare de pe fața invizibilă sînt cu 5—7 km sub nivelul mediu al reliefului Lunii.

În zona bazinelor și mărilor se eșalonează, după cum am văzut, o succesiune aproape concentrică de creste și grabene care genetic se considerau a fi legate de intruziuni sau extruziuni de lave, dar care se dovedesc a fi determinate de subsidența mărilor bazaltice în procesul de reajustare izostatică; în acest proces se presupune că părțile exterioare suferă fenomene de tensionare, generînd spre margine grabenele, iar spre interior suferă compresiuni, generînd creste (*dorsa* — Baldwin, 1968; Melosh, 1978; Solomon și Head, 1980).

Rille-urile sînt șanțuri înguste, mult mai lungi decît late, de forme arcuite sau drepte; cele arcuite au fund plat și pereți abrupți. Pereții sînt subparaleli și înalți de 50—250 m; ele sînt similare grabenelor terestre și au la ori-

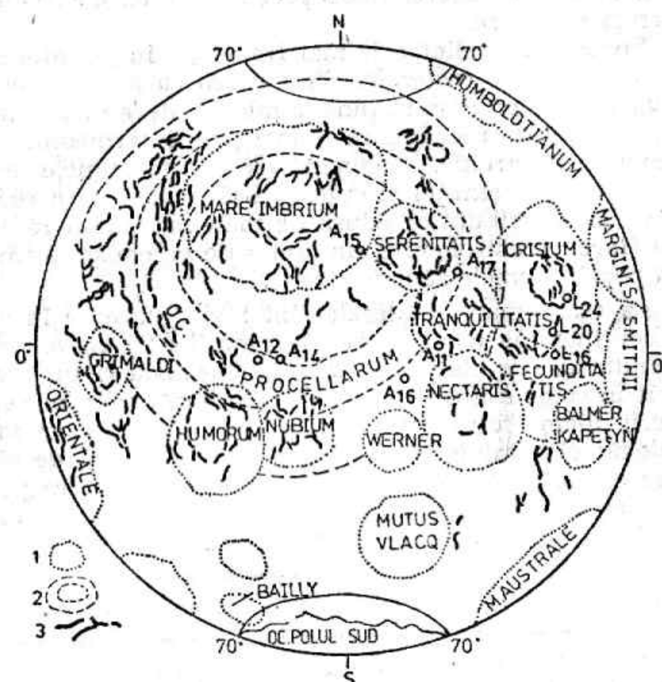


Fig. 4. Relieful emisferei vizibile a Lunii și punctele de aselenizare a misiunilor spațiale care au recoltat probe geologice (după D. E. Wilhelms et al., 1987): *1* — mări; *2* — bazine; *3* — reliefuri de creste și grabene.

gine, după cum am văzut, tensiuni de întindere (distensiuni).

Munții selenari poartă numele unor sisteme montane terestre (cum sînt munții Alpi, Caucaz, Carpați, Apennini) și ating înălțimi de 7 000—9 000 m. De fapt, relieful muntos se reduce, pe Lună, la crestele inelare ale bazi-

nelor şi la cele care constituie flancurile craterelor mari.

Emisfera invizibilă a Lunii este mai accidentată decît cea vizibilă. Această diferenţă este dată de raritatea mărilor, care apar ceva mai frecvent doar spre partea sudică a acestei emisfere, unde prezintă aceleaşi structuri concentrice inelare.

Formele de relief cele mai frecvente în peisajul selenar îl constituie *craterele*. Ele variază ca mărime de la cele vizibile de pe Pămînt pînă la microcratere evidenţiate pe eşantioane de roci lunare numai prin intermediul microscopului electronic. În general ele poartă numele unor personalităţi ale ştiinţei şi culturii universale. Ca o recunoaştere a contribuţiilor aduse de matematicianul român Spiru Haret în astronomie, un crater de pe emisfera invizibilă poartă numele său.

La scară mare, craterele sînt mai frecvente în zonele continentale decît în zonele „mărilor" lunare. Cele mai multe dintre ele au o creastă marginală şi un fund coborît în comparaţie cu relieful înconjurător. Pe măsura creşterii diametrului, morfologia craterelor devine mai complexă; ele sînt însoţite de cratere satelit sau de cîte un pic central; văzute de pe Pămînt, unele cratere prezintă o aureolă luminoasă radiară (rays) resimţită pe distanţe de sute sau chiar mii de kilometri.

5. COMPOZIŢIA MINERALOGICĂ ŞI CHIMICĂ A ROCILOR LUNARE

Analizele probelor lunare au pus în evidenţă mare parte din mineralele componente cunoscute şi în rocile terestre. În tabelul 4 sînt arătate mineralele terestre identificate pînă în prezent şi în rocile lunare. Avînd în vedere ariile reduse de colectare a probelor, faţă de întreaga suprafaţă a satelitului, este de presupus că în viitor vor fi descoperite şi alte minerale existente în rocile din constituţia Pămîntului.

Oricum, din tabelul respectiv se poate deduce în primul rînd, că în rocile lunare lipsesc mineralele hidratate şi cele cu grupă oxidrilică (OH). Dintre modificaţiile poli-

Tabelul 4. **Principalele minerale, în ordinea frecvenţei, recunoscute în rocile şi solul lunar**
(după G. M. Brown, 1971)

Mineralul	Formula	Mineralul	Formula
Piroxeni	$(Ca, Mg, Fe)_2Si_2O_6$	Cuarţ	SiO_2 (hexagonal)
Plagioclazi	$(Ca, Na)(Al, Si)_4O_8$	Armalcolit*	$(Fe, Mg)Ti_2O_5$
Ilmenit	$Fe TiO_3$	Zircon	$ZrSiO_4$
Olivine	$(Mg, Fe)_2SiO_4$	Baddeleyit	ZrO_2
Cristobalit	SiO_2 (cubic)	Apatit	$Ca_5(PO_4)_3(F, Cl)$
Tridymit	SiO_2 (ortorombic)	Whitlockit	$Ca_3(PO_4)_2$
Pyroxferroit*	$(Ca, Fe)_2Si_2O_6$	Rutil	TiO_2
Chromit	$FeCr_2O_4$	Perovskit	$CaTiO_3$
Ölvöspinel	Fe_2TiO_4	Spinel	Mg, Al_2O_4
Kamacit	Fe	Tranquillityit*	$Fe(Ti, Zr, Si)O_3$
Taenit	(Fe, Ni)	Cohenit	Fe_3C
Troilit	FeS	Schreibersit	$(Fe, Ni)_3P$
Feldspat alcalin	$KAlSi_3O_8$	Cupru	Cu

* Minerale noi, necunoscute în rocile terestre

Tabelul 5. **Conţinuturile în elemente chimice ale rocilor lunare, comparativ cu ale meteoriţilor şi ale rocilor magmatice terestre** (după Rankama şi Sahama, 1970; Imreh, 1987); **valori exprimate în g/tonă (ppm)**

Elementul	Roci lunare	Meteoriţi	Magmatite terestre	Elementul	Roci lunare	Meteoriţi	Magmatite terestre
Oxigen	400 000	323 000	466 000	Argint	0,008	2,0	0,10
Siliciu	192 000	163 000	277 200	Cadmiu	0,004	+	0,15
Fier	143 000	288 000	50 000	Indiu	0,003	0,15	0,10
Calciu	80 000	13 300	36 300	Staniu	0,6	20,0	40,0
Titaniu	59 000	1 320	4 400	Stibiu	0,007	+	1,0
Aluminiu	56 000	13 800	81 300	Telur	0,02	0,1	0,0018
Magneziu	45 000	123 000	20 900	Cesiu	0,10	0,08	7,0
Litiu	12	4	65	Bariu	200	6,9	250
Beriliu	2	1	6	Lantaniu	18,0	1,58	18,3
Bor	2	1,5	3	Ceriu	54,0	1,77	46,1
Carbon	140	300	320	Europiu	1,9	0,25	1,06
Azot	100	+	46	Gadoliniu	20	1,42	6,36
Fluor	140	28	600—900	Terbiu	3,6	0,45	0,91
Sodiu	3 300	5 950	28 300	Holmiu	4,9	0,51	1,15
Fosfor	500	1 050	1 180	Dysprosium	25,0	1,80	4,47
Sulf	1 700	21 200	520	Erbiu	14,0	1,48	2,47
Clor	14	1 000—1 500	314	Yterbiu	13,0	1,42	2,66
Potasiu	1 400	1 540	25 900	Luteţiu	1,9	0,46	0,75
Scandiu	75	4	5	Hafniu	13,0	1,6	4,5
Vanadiu	50	39	150	Tantal	1,7	0,30	2,1
Crom	2 100	3 430	200	Wolfram	0,3	15,0	1,5—69
Mangan	1 900	2 080	1 000	Osmiu	—	1,92	+
Cobalt	25	1 200	23	Iridiu	0,00007	0,65	0,001
Nichel	150	15 680	80	Aur	0,00004	0,65	0,005
Cupru	11	170	70	Mercur	—	+	0,07—0,5
Zinc	15	138	132	Taliu	0,00006	+	0,3—3,0
Galiu	4,5	4,2	15	Plumb	1,2	11	16
Germaniu	0,25	79	7	Bismut	0,0003	+	0,2
Arseniu	0,05	+	5	Thoriu	2,0	0,8	11,0
Seleniu	0,8	7	0,09	Uraniu	0,5	0,36	4,0
Brom	0,1	20	1,62	Rubidiu	3,4	3,5	310
Stronţiu	170	20	300	Ytriu	120	4,72	28,1
Zirconiu	370	73	320	Molibden	0,5	5,3	2,5—15
Paladiu	0,006	1,54	0,01				

morfe ale SiO_2, în rocile lunare sînt prezente numai cele de temperatură înaltă şi anume cristobalitul, tridymitul şi α-cuarţul. Au fost identificate şi diferite carburi şi fosfuri care se consideră că pot proveni din praful cosmic, ele fiind prezente şi în meteoriţi. Piroxenii, plagioclazii şi ilmenitul, olivina, cristobalitul, tridymitul şi pyroxferroitul sînt componenţii mineralogici cei mai frecvenţi, iar restul mineralelor intră în constituţia rocilor lunare în proporţii de sub 1%.

Au fost identificate şi trei minerale noi, necunoscute în rocile terestre, şi anume: pyroxferroitul, tranquillityitul şi armalcolitul; ultimul, dedicat ca nume astronauţilor misiunii Apollo 11, Armstrong, Aldrin şi Collins, apare în roci cristaline sub formă de granule opace, mărunte, submilimetrice şi de obicei incluse în cristalele de ilmenit.

În afara studiului mineralogic, probele lunare au fost supuse şi unor complexe analize chimice prin activare cu neutroni, diluţie izotopică, spectrometrie de masă şi cu microsonda electronică, în scopul de a surprinde toate elementele chimice constitutive (tabelul 5), sub forma valorilor medii ponderate şi care sînt comparate cu clarkurile meteoriţilor şi ale rocilor magmatice terestre.

Singurele elemente care apar în cantităţi de ordinul procentelor sînt, în ordinea descrescîndă, O, Si, Fe, Ca, Ti şi Mg, lucru valabil, cu excepţia titanului, atît pentru meteoriţi cît şi pentru rocile terestre.

Titanul apare în rocile lunare cu un ordin de mărime mai mare decît în rocile terestre şi cu două ordine de mărime mai mare decît în meteoriţi. În cea mai mare parte el este conţinut în ilmenit şi subordonat în piroxeni; con-

ținutul cel mai ridicat îl au rocile cristaline iar cel mai scăzut breciile.

Particularitățile chimice ale rocilor lunare bazaltice se desprind cu ușurință și din diagrama din fig. 5, în care comparația este făcută, de asemenea, cu meteoriții chondritici, considerați ca fiind cei mai apropiați de compoziția

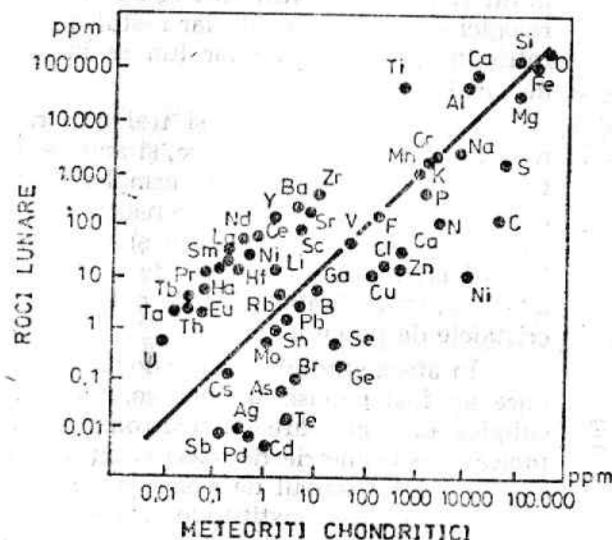


Fig. 5. Spectrul chimic al bazaltelor lunare comparat cu cel al chondritelor carbonatice (după G. M. Brown, 1971): elementele de deasupra liniei sînt mai abundente iar cele de sub linie mai puțin abundente în rocile lunare.

medie a materialului nevolatil din sistemul solar. Diagrama arată că rocile lunare sînt îmbogățite în elementele litofile și deficitare în siderofile și calcofile. Exemplele extreme pentru fiecare grupă sînt: Ti, La, Y, Zr, Ba, Sr, Eu, U, Th, pentru cele litofile; Ag, Bi, Se, S, Zn, Cd, pentru cele calcofile și Ni, Co, Au, Pd sau Ge pentru grupa elementelor siderofile.

5.1. ROCILE MAGMATICE

În general, probele de roci lunare au fost clasificate în conformitate cu categoriile genetice cunoscute pe Pămînt și anume în roci magmatice, sedimentare și metamorfice.

Ca și pe Pămînt, rocile primare ale Lunii, zise și „primitive", sînt cele magmatice. Spre deosebire de varietatea proceselor genetice și de transformare a rocilor terestre, impactul a fost principalul proces de modificare și redistribuire a magmatitelor în scoarța selenară, fiind răspunzător și de formarea rocilor metamorfice și sedimentare.

Dintre magmatitele plutonice au fost identificate varietăți de roci din familia gabbrourilor, și anume, norite, troctolite, anortozite cît și gabbrouri anortozitice și anortozite gabbroice, iar dintre cele vulcanice, diferite specii de bazalte, sticlă piroclastică, precum și cenuși vulcanice.

5.1.1. ROCILE SPECIFICE MARILOR (MARIA)

Bazaltele sînt comune mărilor lunare și sînt roci închise la culoare, cu structură specific extruzivă. Piroxenii și plagioclazii formează împreună 75—90% din masa rocii; unele din ele conțin mai mult de 20% olivină și pînă la 24% minerale opace din grupa oxizilor de Fe și Ti, ilmenitul fiind cel mai abundent.

Bazaltele lunare diferă substanțial de cele terestre, exceptînd conținutul în Ca, care este apropiat (10—11% CaO); sînt foarte sărace în alcalii și în special în Na_2O (mai puțin de 1%); sînt bogate în TiO_2, cele mai scăzute conținuturi apropiindu-se de media bazaltelor terestre; sînt sărace în Al_2O_3 (8—15%) și SiO_2 (39—49%), conținuturile maxime ale acestor oxizi fiind apropiate de media bazaltelor terestre; de asemenea, este de reținut conținutul în FeO (19—22%), mai mare decît în cele terestre, și de MgO (7—18%).

O diferență esențială este apoi prezența, în cea mai mare parte, în aceste bazalte a Fe ca Fe^{2+}; printre alte

trăsături mai este de menționat sărăcia lor în elemente siderofile și volatile.

Sticlele piroclastice, care conferă obișnuit culoarea închisă a solului lunar, sînt numai în parte similare compozițional lavelor conexe. Cele portocalii sau negre, recoltate de Apollo 17, sînt bogate în Ti, dar diferă în elemente urmă și conținut în Mg de lavele, de asemenea, bogate în Ti, din aceeași regiune; Apollo 15 a colectat sticle piroclastice de culoare verde, sărace în Ti, și roșii, bogate în Ti; nici una din ele însă nu s-au dovedit identice sub raport chimic cu lavele din regiunea respectivă.

Cît privește clasificarea bazaltelor lunare, așa cum se poate observa și din tabelul 6, criteriile aplicate de

***Tabelul* 6. Clasificarea și principalii componenți chimici ai bazaltelor mărilor lunare-maria**
(după G. M. Brown, 1971; Taylor, 1982)

Misiunea	Tipul petrografic	Caracteristici chimice	Oxizi %			
			Al_2O_3	TiO_2	K_2O	MgO
Apollo 11	bazalte	bogate în K și Ti			> 0,3	
Apollo 11	bazalte	sărace în K bogate Ti		9–14		
Apollo 17	bazalte	„ „				
Apollo 12	bazalte cu ilmenit	conținut intermediar în Ti	8–10	5–9		
Apollo 12	bazalte cu pigeonit	sărace în Ti, bogate în Si			0,03–0,11	
Apollo 15	„ „	„ „		1,5–5		
Apollo 12	bazalte olivinice	sărace în Ti, bogate în Fe, Mg		–		10–18
Apollo 15	bazalte olivinice	„ „				
Apollo 17	bazalte	f. sărace în Ti,				
Luna 24	bazalte	foarte sărace în Ti, bogate în Al		◄1,5	◁0,004	10–11
Apollo 12	b. feldspatice	bogate în Al, sărace în Ti	10–15			
Apollo 16	„ „	„ „		3–5	0,1–0,15	7–9
Apollo 16	„ „	„ „				
Bazalte terestre (media a 1996 analize)			15,8	1,9	1,0	6,6

cercetători au avut în vedere compoziția chimică și mineralogică, neglijîndu-se aspectele structurale, care reflectă preponderent doar istoria cristalizării și răcirii lavelor.

5.1.2. ROCILE ZONELOR CONTINENTALE (TERRAE)

Încă din perioada analizelor geochimice orbitale, dar mai ales după analiza probelor colectate în misiunile Apollo și Luna, s-a dovedit că în zonele continentale rocile sînt îmbogățite în Al și Ca. Acest chimism este reflectat, de altfel, de densitatea scăzută a scoarței din aceste zone (2,9—3,05 g/cm^3), datorită faptului că mineralele cele mai abundente ale acestor roci sînt feldpații plagioclazi cu peste 90% anortit; următorul component îl reprezintă piroxenii (pigeonit, augit) și olivina, iar ca minerale accesorii, spinelii, ilmenitul, troilitul și fierul metalic. Această serie de roci este cunoscută în literatura geologică asupra Lunii sub numele abreviat de ANT, adică anortozite, norite și troctolite (roci plutonice din familia gabbrourilor). Anortozitele sînt constituite din peste 90% feldspați plagioclazi (plagioclazite), noritele din plagioclazi și piroxeni, iar troctolitele din plagioclazi și olivină. De fapt, compoziția medie a rocilor specifice zonelor continentale corespunde unor anortozite noritice și norite anortozitice (Taylor, 1975, 1982), cu un conținut aproximativ de 70% plagioclazi calcici.

Un alt tip petrografic al zonelor continentale îl reprezintă o serie de roci îmbogățite în K, elemente de pămînturi rare (Rb, U, Th) și P, denumite prescurtat KREEP (Hubbard et al., 1971). Mineralele majore în aceste roci sînt similare rocilor din grupa ANT, cu excepția plagioclazilor care sînt mai sodici (anortit sub 88%), încît ele aparțin, de asemenea, unor magmatite plutonice, termenul de KREEP referindu-se la factura lor chimică și nicidecum petrografică.

Redăm în tabelul 7 compoziția chimică a rocilor specifice zonelor continentale, reliefîndu-se, așa cum am mai menționat, procentul ridicat în Al.

Tabelul 7. **Compoziția chimică a rocilor lunare continentale (terrae)**

Oxizi %	Tipuri petrografice		Media
	ANT	KREEP	
SiO_2	44—50	47—52	45,0
Al_2O_3	15—36	16—23	23,6
CaO	10—19	10—12	15,8
FeO	1—11	10	6,6
MgO	1—15	6—11	6,8
Alți oxizi	0,7	3,5	1,2

Pe lîngă analiza chimică directă a eșantioanelor selenare au fost realizate, de asemenea, estimări asupra diferențelor de chimism dintre zonele continentale și cele marine, folosindu-se geochimia orbitală de la bordul modulelor de comandă ale misiunilor Apollo 15 și Apollo 16. Metoda, care constituie o realizare tehnică remarcabilă, constă din studiul spectrului radiației X și gamma emise de suprafața lunară. Rezultatele obținute cu ajutorul spectrometrelor orbitale au fost calibrate prin compararea cu analizele chimice din zonele investigate prin aselenizare. S-a constatat, astfel, că zonele continentale au valori ale raporturilor Al/Si mai mari și Mg/Si mai mici decît zonele marine și că aceste două raporturi variază invers proporțional la scară regională; nu există diferențe notabile între compoziția chimică a zonelor continentale de pe cele două emisfere ale Lunii.

Geochimia orbitală prin spectroscopia radiației gamma a reliefat apoi că regiunile continentale de pe emisfera invizibilă au o radioactivitate naturală slabă. S-a evidențiat, de asemenea, că regiunile marine sînt îmbogățite în Fe, Ti și într-o mică măsură în Mg, comparativ cu zonele continentale. În sfîrșit, este de notat, concentrarea de elemente radioactive, care tinde să fie mai mare în mări decît în zonele ridicate (highlands).

5.2. CRATERIZAREA ȘI FENOMENELE CONEXE

Prezența craterelor este cea mai importantă trăsătură morfologică a suprafeței lunare. Interesul pentru studiul craterelor nu rezidă numai în ubicuitatea lor, ci și în faptul că acestora li se asociază un volum mare de depozite de care sînt intim legate genetic.

Discuțiile asupra originii craterelor durează de peste 350 de ani. S-au conturat de-a lungul timpului două concepții, una care postulează originea endogenă, respectiv vulcanică și o alta exogenă, adică prin impact meteoritic. Aceste două căi de formare a craterelor au fost întrevăzute încă de la jumătatea secolului al XVII-lea de Robert Hooke, autorul furnizînd chiar și posibilitățile de modelare a procesului. Ipoteza originii prin impact meteoritic a fost enunțată de către Biberstein, reluată și perfecționată apoi de J. Gilbert (1893). Formarea craterelor prin vulcanism a fost presupusă încă din secolul al XVIII-lea de către astronomul W. Herschel, ipoteza fiind susținută mai tîrziu și de J. Dana (1846), care le-a asimilat cu caldeiele terestre.

Craterele lunare se prezintă ca depresiuni circulare delimitate de o creastă marginală (rim). Morfologia craterelor este în esență similară, indiferent de mărimea acestora cît și de faptul dacă ele se găsesc pe suprafața mărilor sau a continentelor. Nu există, de asemenea, deosebiri importante între craterele de pe emisfera vizibilă și cea invizibilă.

Fenomenul craterizării a afectat suprafața lunară la scări foarte variate, diametrele acestora ajungînd pînă la cîteva sute de kilometri. Craterele cu diametre peste 300 km sînt denumite *bazine*. Între acestea din urmă și craterele s.str., deosebirile rezidă doar în morfologia ceva mai complicată a bazinelor, geneza fiind identică. Trebuie subliniat că există cratere mari care prezintă anumite caracteristici proprii bazinelor (creste inelare, de exemplu).

Morfologia craterelor este deosebit de complexă (fig. 6) iar studiul geometriei acestora a luat o mare amploare, întrucît pe această cale se pot obține elemente asupra genezei lor. Acest tip de analiză este impus și de

faptul că nici una din cele șase misiuni Apollo n-a cercetat un crater de dimensiuni mai mari.

Studiul morfologiei craterelor folosește mai puțin cei șase parametri din fig. 6, decît alți parametri derivați,

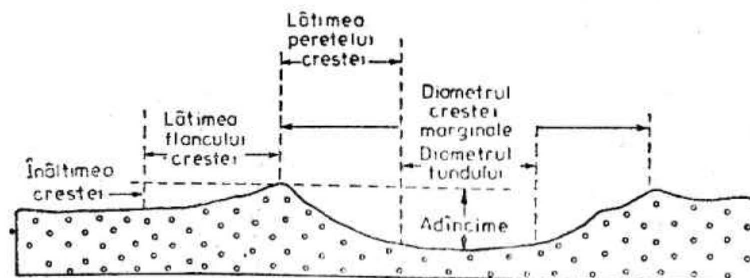


Fig. 6. Elementele morfologice ale unui crater lunar în secțiune transversală (după R. J. Pike, 1980).

în cadrul unei analize multivariabile. Pike (1980) a selecționat un eșantion de cratere lunare, precum și posibili corespondenți tereștri, încercînd să stabilească, prin metode matematice, gradul de apropiere dintre diferite grupe separate. El se folosește de două tehnici: analiza componenților principali și analiza în fascicule. În cadrul primei metode un calculator analizează toate variabilele unui volum mare de date, reducîndu-le la cîteva variabile sintetice independente, numite componenți principali. Analiza în fascicule aranjează obiectele într-o diagramă cu două dimensiuni, evidențiind, astfel, orice diferențiere dintre grupuri de obiecte.

Studiul statistic întreprins de Pike (1980) a permis împărțirea craterelor lunare și terestre în două clase principale: 1) cratere formate în esență prin impact-explozie și 2) cratere formate prin procese vulcanice. Cele două tipuri de morfologii reflectă procese corespunzătoare de formare a edificiului craterului, prin excavare și prin acumulare.

În craterele rezultate prin excavare, adică prin impact meteoritic, creasta marginală este compusă în principal din material derivat din fundul craterului. În craterele de acumulare, cele mai multe de tip vulcanic, ma-

terialul crestei marginale își are sorgintea în adîncime sau nu este legat de fundul acestuia. Craterele de acumulare au fundul deasupra nivelului terenului exterior, în timp ce cele de impact îl au dedesubt. Atît analiza lui Pike cît și studiile întreprinse de numeroși alți cercetători arată că majoritatea craterelor lunare sînt formate prin impactul unor proiectile cosmice. Se evidențiază, totodată, că între craterele lunare și calderele terestre există deosebiri importante care interzic orice legătură genetică între cele două tipuri de structuri.

Deși astăzi există o acceptare aproape unanimă a ipotezei originii prin impact a celei mai mari părți a craterelor lunare, există încă cercetători „încăpățînați“ care continuă să creadă, chiar în epoca post-Apollo, în originea endogenă a celor mai multe din craterele lunare (Green, 1971; Fielder, 1971; Suhanov, 1974; McCall, 1980, ș.a.).

Craterele de impact. Sînt craterele formate prin căderea pe suprafața Lunii a unor proiectile cosmice, respectiv meteoriți, praf sau chiar mici asteroizi. Viteza acestor bolizi variază între 2,4 km/s și 70 km/s, mai frecvent între 16—20 km/s. Aceste viteze sînt mai mari decît viteza sunetului în mediul de impact, energiile cinetice transmise țintei fiind impresionante. În cazul impactelor realizate la viteze de peste 4—5 km/s, cunoscute și sub numele de superviteze (hypervelocity impact), unda de șoc produsă este mult mai mare decît rezistența la compresiune statică a materialului țintă; ca urmare, va rezulta întotdeauna o cavitate mult mai mare decît diametrul proiectilului; s-a calculat astfel că, un proiectil de 5,6 g la o viteză de cca 15 km/s determină formarea unui crater cu diametrul de peste 1 metru.

Studiul experimental al craterizării a arătat că imediat după atingerea țintei, mici cantități din proiectil și materialul țintă sînt aruncate în afară cu viteze ce pot depăși pe cele ale proiectilului.

Impactul generează o undă de șoc foarte puternică, care se propagă în țintă și în proiectil. Șocul se propagă într-un volum al țintei mult mai mare decît cel al proiectilului. Unda de șoc produce o intensă comprimare a materialului țintei, iar în spatele acesteia se produce o decomprimare, ceea ce duce la creșterea cavității și deplasa-

rea materialului spre exterior, în paralel desfășurîndu-se consumarea proiectilului. Materialul este aruncat în exterior sub forma unei perdele dispusă în trunchi de con răsturnat; căderea materialului pe flancurile craterului va duce la acumularea unei pături de *ejecta*; în timp, formarea unui crater ar dura, după unii autori, mai puțin de un minut. Pe măsura îndepărtării de locul impactului, unda de șoc este atenuată, ea transformîndu-se într-o undă elastică.

Cea mai mare parte a energiei cinetice a meteoritului-proiectil se transformă în căldură, astfel că atît ținta cît și meteoritul sînt topite și vaporizate în jurul zonei de impact (fig. 7). Proiectilele mari produc o cantitate mai mare de topitură și volume mai mici de ejecta. Topitura apărută în zona de impact este împinsă în afară, de-a lungul pereților cavității în dezvoltare. Curgerile de topitură sînt suprapuse pereților exteriori și interiori ai craterului, putînd ocupa însă și depresiunile de pe fundul acestuia sau din exteriorul lui.

Proiectilele ejectate din craterele primare creează, la viteze mai mici de 2,4 km/s (peste această valoare ar ieși din cîmpul gravitațional selenar), *cratere secundare,* cu morfologii variabile. Morfologia craterelor secundare este influențată de unghiul de impact, distanța față de craterul primar, forma proiectilului și natura materialului ejectat. În general, înălțimea crestei craterelor primare este de circa două ori mai mare decît a craterelor secundare satelite. Separarea craterelor secundare de cele primare este dificil de realizat.

Un tip particular de cavități generate prin impact este reprezentat de *microcratere*. Ele au fost observate microscopic pe rocile lunare aduse pe Pămînt iar morfologia lor a fost reprodusă experimental de către Institutul „Max Planck“ din Heidelberg. Pentru aceasta au fost folosite particule-proiectil cu mase de 10^{-10}—10^{-16} g, propulsate la viteze de 1—60 km/s, materialul țintă fiind constituit de roci noritice sau sticlă silicioasă. Cu ocazia acestor reproduceri a fenomenului în laborator, s-a dovedit o dependență strictă dintre diametrul cavității rezultate, masa și viteza proiectilului (fig. 8).

Craterele lunare sînt cele mai regulate forme de relief cunoscute, mai regulate chiar decît dunele. Analiza lor a reliefat că morfologia devine mai complexă pe măsura creșterii diametrului. În fig. 9 se observă că există o dependență logaritmică clară între diametrul crestelor craterelor și adîncimile lor. Se evidențiază însă o scădere a ritmului de creștere a adîncimii la valori ale diametrelor

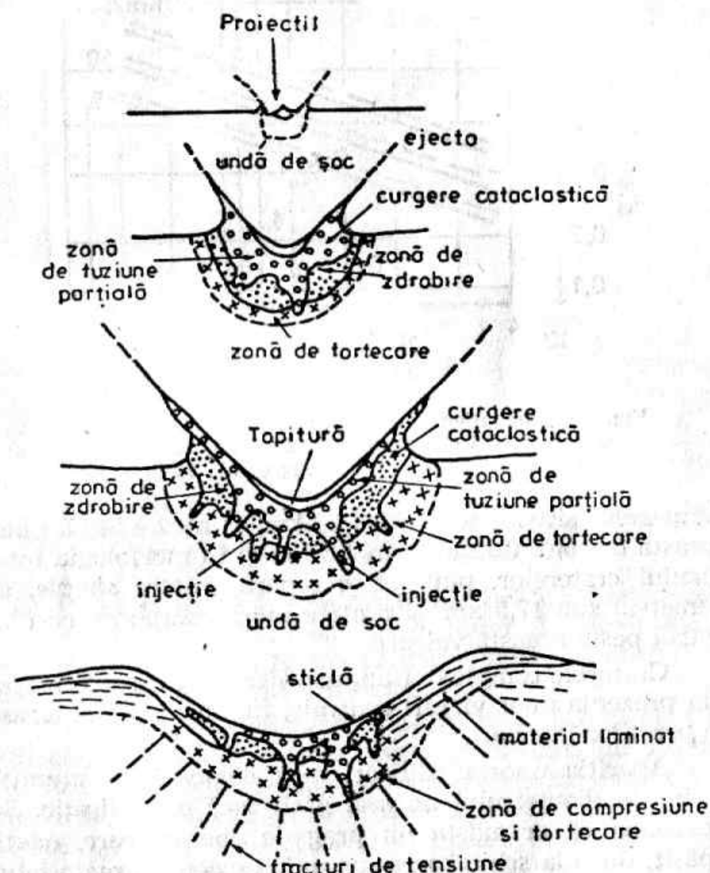


Fig. 7. Stadiile de formare a unui crater de impact simplu (după H. G. Wilshire et H. J. Moore, 1974).

de peste 15 km. Astfel de dependențe au fost descoperite și pentru alte perechi de parametri ai craterelor (înălțimea crestei-diametrul crestei; lățimea crestei marginale-diametru etc.). În majoritatea cazurilor există o modificare a legilor de dependență dintre acești parametri la valori ale

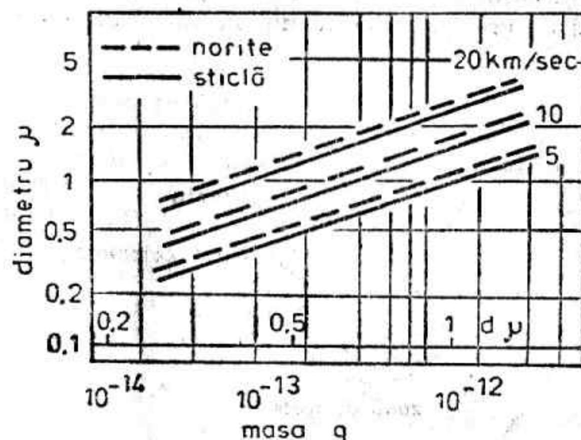


Fig. 8. Dependența mărimii microcraterelor de masa, diametrul și viteza particulelor — date experimentale (după H. Fechtig et al., 1975).

diametrelor situate între 10 și 20 km, în medie la 17,5 km. Această discontinuitate se manifestă și în morfologia interiorului craterelor, putîndu-se separa *cratere simple*, cu diametrul sub 17,5 km, și *cratere mari, complexe*, cu diametrul peste această valoare.

Craterele complexe (sau modificate) se caracterizează prin prezența unor vîrfuri centrale, funduri plate și terase ale pereților interiori.

Apariția unor modificări morfologice la o anumită mărime a diametrului nu și-a găsit încă o explicație. Se presupune că ar exista un prag de energie care, odată depășit, duce la schimbarea mecanicii ciocnirii, materialul țintă, în parte topit, comportîndu-se mai degrabă ca un fluid decît ca o rocă fracturată.

Vîrfurile centrale s-ar putea forma prin alunecarea și deplasarea centripetă a unor părți din materialul pereților interiori ai craterelor, fenomene datorate instabilității gravitaționale (panta minimă necesară este de 30°); această ipoteză explică și formarea teraselor pereților in-

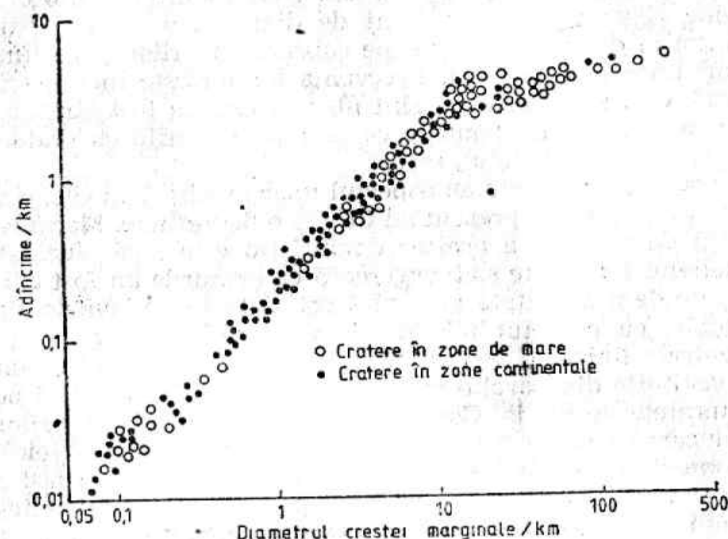


Fig. 9. Relația dintre adîncimea craterelor și diametrul crestei marginale (după R. J. Pike, 1980).

teriori. O altă ipoteză ia în discuție apariția picurilor centrale prin ricoșarea materialului țintei. În acest model picurile centrale s-ar forma prin destindere elastică, imediat după impact, și nu mai tîrziu.

Astăzi se știe că există cratere pe Marte și pe sateliții săi, pe Mercur, Venus, Terra și sateliții lui Jupiter. Au fost identificate praguri de separare a craterelor simple de cele complexe pe structurile de impact de pe Marte, Mercur și Terra, ceea ce arată că această tranziție este un fenomen fundamental al craterizării prin impact.

Descoperirea craterelor de impact pe Lună a relansat cercetările asupra unor structuri similare pe Terra. Pe

Pămînt ele au fost denumite *astrobleme* (gr. *astron* — astru; *blema* — lovitură), avînd diametre de la cîțiva kilometri la 200 km. Metamorfismul de impact asociat acestora este răspunzător de formarea unor roci particulare (impactite, tectite).

Craterele vulcanogene. Craterele lunare avînd o origine sigur vulcanogenă sînt de dimensiuni reduse (sub 5 km în diametru) și apar pe suprafața mărilor și pe fundul unor cratere mari. Frecvența lor nu este încă precizată, deși se pare că nu sînt numeroase. Au fost atribuite acestei categorii domurile cu cratere, conurile cu cratere și craterele cu halo întunecat.

Domurile cu cratere au aspectul unor movile domoale, circulare sau ovale, prezentînd în vîrf o depresiune. Mecanismul de formare a acestor domuri nu este încă elucidat. Relieful lor foarte slab sugerează că domurile au fost edificate de o activitate vulcanică generatoare de lave foarte fluide, cu conținut mic în elemente volatile, cu erupții centrale liniștite, fără material piroclastic. Domurile sînt constituite din bazalte marine, majoritatea lor apărînd pe suprafețe de maria. Corespondentul terestru al domurilor selenare ar putea fi vulcanii mici din Hawai (lava shield).

Conurile cu cratere se aseamănă cu domurile prin aceea că fundul craterelor se află deasupra sau la nivelul reliefului alăturat. Craterele de deasupra domurilor sînt de circa trei ori mai mari decît cele din vîrful conurilor; flancurile conurilor cu cratere sînt însă mai abrupte și mai înguste decît ale domurilor. Aceste edificii sînt localizate atît pe suprafața mărilor lunare cît și pe fundul unor cratere mari de impact și tind să fie dispuse în aliniamente sau fascicule, conurile izolate fiind foarte rare. Sînt asemănătoare cu vulcanii piroclastici tereștri, diferențele față de aceștia putîndu-se datora faptului că activitatea vulcanică lunară a fost mai puțin explozivă.

Craterele cu halo întunecat sînt asemănătoare cu craterele de impact secundare; spre deosebire de acestea din urmă, ele apar numai în rilles (grabene) și prezintă un flanc larg, întunecat. Pike (1980) consideră că originea lor este endogenetică, diferențele față de conurile lunare datorîndu-se fluidității reduse a lavelor din craterele cu halo întunecat. Wilhelms (1987) este însă de părere că aceste cratere s-au

format prin excavarea prin impact a unui material întunecat de sub un material mai deschis.

Există și alte cratere cu trăsături morfologice atipice, care au fost considerate de unii cercetători ca avînd origine endogenă. Dintre acestea au atras atenția în primul rînd craterele cu flanc neted, care sînt lipsite de pături vizibile de ejecta. Aceasta s-ar putea datora unor procese modificatoare, cum ar fi inundarea cu material marin. O astfel de invazie ar explica nivelul mai ridicat al fundului unor cratere, în comparație cu terenul exterior. Geneza craterelor cu flanc neted este însă sigur de impact.

Activității vulcanice i-au fost atribuite și unele depresiuni cu diametre de 1—5 km din zona vîrfurilor centrale ale unor cratere mari.

Aranjamentul aparent ordonat al unor cratere mari a fost folosit de unii cercetători (F. Fiedler, 1965); Suhanov, 1974) ca argument în sprijinul originii lor endogene. S-a dovedit însă că „aliniamentele" sînt formate din asocieri întîmplătoare de cratere primare cu vîrste diferite (Wilhelms, 1987).

Se pare că vulcanismul asociat craterelor lunare reprezintă modificări post impact, în special ale fundurilor craterelor mari, impactul constituind mecanismul inițiator al proceselor endogene.

Observațiile telescopice indicînd existența unor erupții vulcanice recente pe Lună nu au fost confirmate nici de misiunile orbitale, nici de cele care au aselenizat. Aceste „erupții" pot fi în fapt simple fenomene optice.

5.2.1. ROCILE SEDIMENTARE ȘI METAMORFICE

Așa cum am spus, rocile primare care constituie scoarța lunară sînt cele magmatice, plutonice și vulcanice. Prin procesul de impact meteoritic acestea au fost mai mult sau mai puțin modificate; gradul de transformare a fost criteriul principal de clasificare a acestora în roci sedimentare sau metamorfice. Fragmentele de roci sau minerale ejectate sau rămase pe locul impactului, insuficient „încălzite" și consolidate după depunere, constituie roci sedimentare echivalente depozitelor continentale terestre;

acestea pot fi consolidate prin impact sau slab consolidate prin sudare şi chiar neconsolidate.

Rocile primare sever modificate prin efecte mecanice şi termice sînt clasificate ca roci *metamorfice*. Acestea cuprind o gamă largă de tipuri litologice, printre care cataclazitele, adică varietăţile modificate prin efectul mecanic (bazalte, norite, troctolite, anortozite, metanorite olivinice sau metagabbrouri-cataclastice), rocile metamorfozate termic (metanorite, metatroctolite etc.), şi, mai ales, breciile regolitice.

Dintre brecii s-au separat: brecii metanoritice, metagabbroice sau metatroctolitice cu matrice afanitică; brecii gabbro-olivinice cu matrice sticloasă; brecii polimictice cu matrice cataclastică; brecii polimictice cu matrice sticloasă; brecii polimictice cu matrice afanitică; brecii polimictice cu matrice poikilitică; brecii monomictice cu matrice afanitică; metaclastite cu matrice poikilitică sau afanitică. Toate aceste categorii enumerate au fost clasificate după gradul de recunoaştere sau nu a fragmentelor primare de roci magmatice neafectate de procesul de impact.

Alte clasificări ale breciilor ţin cont (E. W. Wolfe et al., 1981) fie numai de culoarea matricei, descriindu-se brecii cu leucomatrice (LMB — light matrix breccia) şi brecii cu melamatrice (DMB — dark matrix breccia), fie de culoarea ambilor componenţi ai acestora, respectiv matricea şi clastele. Din ultimul punct de vedere s-au separat cinci categorii de brecii: B_1 — leucomatrice+leucoclaste; B_2 — leucomatrice+melaclaste; B_3 — leuco şi melaclaste; B_4 — melamatrice+leucoclaste; B_5 — melamatrice+melaclaste.

5.2.2. SOLUL LUNAR

Lipsa atmosferei, lipsa apei şi gravitaţia redusă, fac ca suprafaţa Lunii să nu fie afectată de procesele de alterare care au loc obişnuit pe Pămînt. De aceea, Luna este acoperită de un sol cu totul particular, cu o grosime de 6—12 m, care mai poartă numele de *regolit*.

Sol regolitic se formează, în general, pe toate planetele lipsite de atmosferă, printr-un proces propriu de eroziune. De fapt, regolitul selenar este rezultatul impactului meteoritic, proces prin care are loc o continuă reciclare a materialului primar magmatic.

Nefiind frînaţi prin frecare, meteoriţii ating viteze cosmice, în timpul impactului energia fiind transformată în undă de şoc ce se repercutează atît asupra punctului de ţintă cît şi asupra meteoritului însuşi. Presiunile mari, ce pot ajunge la 100 GN/m², sînt cauza ridicării bruşte a temperaturii, care topeşte şi vaporizează materialul de la contact; în jurul punctului de impact rocile netopite suferă puternice perturbaţii structurale cu deformarea şi fragmentarea cristalelor — cataclazare (fig. 7).

Regolitul selenar este format deci dintr-un amestec de fragmente de roci de origine locală sau mai îndepărtată, mai mult sau mai puţin transformate prin şoc, ale

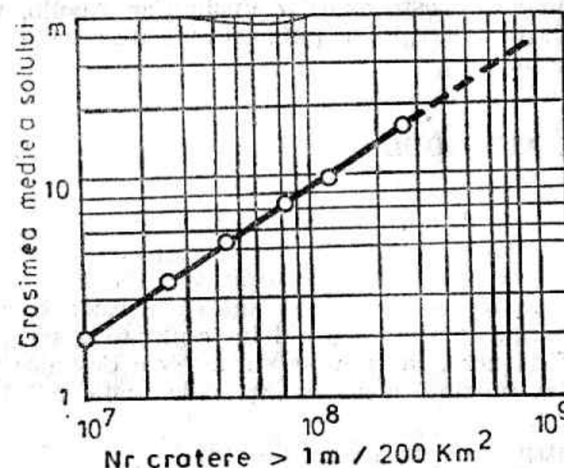


Fig. 10. Relaţia dintre frecvenţa craterelor şi grosimea regolitului selenar (după F. Hörz et al., 1975).

căror dimensiuni merg de la cea a prafului şi pînă la cîţiva metri sau mai mult; la acestea se adaugă fragmente de minerale (plagioclazi, piroxeni, olivină, ilmenit), sticlă rezultată prin impact şi particule meteoritice; compoziţia şi culoarea fragmentelor de sticlă depind de proporţia şi natura mineralelor din rocile de substrat.

Grosimea solului de tip regolitic de pe suprafaţa Lunii este în raport direct cu frecvenţa craterelor pe unitatea de suprafaţă, aşa cum se poate observa şi în diagrama din fig. 10.

Pe lîngă impactul meteoritic, un rol secundar în transformarea regolitică a rocilor primare îl au diferenţele mari de temperatură dintre ziua şi noaptea lunară, precum şi acţiunea vîntului solar; radiaţia solară produce în timp, o dezorganizare a reţelei cristaline a mineralelor, fenomen specific planetelor lipsite de atmosferă.

După aprecierile lui Shoemaker (1970) şi Quaide şi Oberbeck (1975), rata de formare a regolitului lunar are valori extrem de reduse, şi anume mai puţin de 1 mm la 1 milion de ani. De altfel, transformările pe care le suferă suprafaţa Lunii sînt atît de reduse ca viteză, încît după aprecierile astronauţilor misiunilor Apollo, urmele paşilor lăsate de aceştia ar putea fi regăsite intacte şi după 50 000 de ani.

5.3. ALBEDOUL SELENAR

Noţiunea de *albedo* provine din fotometrie şi ea semnifică partea de energie luminoasă, exprimată în procente, pe care o reflectă suprafaţa corpurilor. Plecînd de la definiţie se poate deduce cu uşurinţă că în cazul corpurilor negre, energia luminoasă va fi în totalitate absorbită, albedoul fiind zero, în timp ce suprafeţele deschise la culoare, albe, prezintă o reflectanţă accentuată, adică albedou ridicat.

Pentru a ne da seama de semnificaţia valorilor pe care le ia albedoul, să consemnăm numai că, de exemplu, zăpada proaspătă are un albedo de 85%, iarba verde 26%, cîmpul umed, proaspăt arat, 14%, în timp ce stîncile calcaroase lipsite de vegetaţie ajung la valori ale albedoului de 40—45%; norii cu grosimi ce pot atinge 300 m pot să ajungă la 52—73%.

Din aceste date nu trebuie să se deducă însă că albedoul depinde numai de natura şi culoarea corpurilor, pentru că s-a demonstrat că el prezintă variaţii şi în raport de unghiul de incidenţă a razelor solare; anume, cu cît unghiul de incidenţă a razelor solare este mai mic, albedoul este mai mare şi invers.

Pămîntul ca planetă are un albedo în jur de 35—40%, valoare la care contribuie nu numai existenţa atmosferei dar şi a nebulozităţii. Astfel, se consideră că la un albedo mediu de 35%, 8% revine atmosferei, 25% norilor şi abia 2% suprafeţei terestre (Marcu, 1983).

Albedoul Lunii prezintă, după cum vom vedea, unele particularităţi, el fiind relativ bine cunoscut. S-a realizat deja o hartă a acestuia în scara 1/10 000 000, pe baza prelucrării datelor şi măsurătorilor făcute de pe Pămînt şi din staţiile orbitale automate sau cele aselenizate.

După informaţiile lui Sevcenko (1975) se deduce că harta respectivă este realizată printr-un sistem de izolinii cu intervale ale albedoului de 1%, indicînd un diapazon al acestuia cu mult mai scăzut faţă de cel terestru, respectiv valori între 6—24%. Valorile scăzute sînt fireşti, satelitul Pămîntului fiind lipsit de atmosferă şi nebulozitate, singurul mediu reflectant fiind doar solul lunar.

Investigaţiile efectuate cu ocazia misiunilor Apollo 15 şi 16 (Adler et al., 1972, 1973) au arătat că valoarea albedoului selenar este în dependenţă de constituţia chimică a rocilor şi anume de raportul Al/Si şi Mg/Si. Faptul se deduce din fig. 11 în care se observă că valoarea albedoului este direct proporţională cu mărimea raportului Al/Si şi invers proporţională cu cea a raportului Mg/Si. Explicaţia este simplă: creşterea cantităţii de Al înseamnă roci cu minerale leucocrate, adică deschise la culoare, cu reflectanţă ridicată, în timp ce creşterea procentuală a Mg, asociată cu prezenţa Fe, presupune predominanţa mineralelor melanocrate (mafice), adică închise la culoare, deci cu capacitate ridicată de absorbţie.

Urmează că bazaltele marine spre exemplu, cu un raport Al/Si sub 0,40, prezintă valori scăzute ale albedoului, în timp ce anortozitele, la care raportul respectiv depăşeşte 0,85, caracterizează zone cu albedo ridicat. Pe acest criteriu s-a ajuns chiar să se estimeze natura rocilor lunare pentru zonele neexplorate încă direct, numai pe seama evaluării albedoului. Mai mult, s-a făcut chiar încercarea de a se estima, pe aceeaşi bază, repartiţia globală a rocilor

lunare, așa cum se poate deduce din tabelul 8. Continentele și mările lunare se deosebesc și prin culoarea lor. S-a observat că continentele sînt mai uniforme în culori și în general mai roșii decît mările.

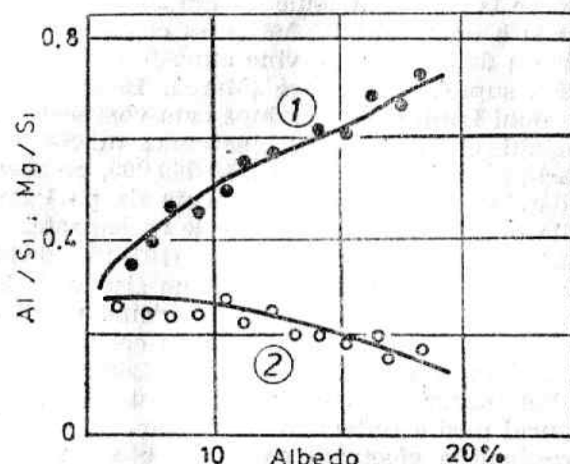


Fig. 11. Dependența albedoului de valorile raportului Al/Si (1) și Mg/Si (2) pentru rocile solului lunar (după V. V. Sevcenko, 1975).

Tabelul 8. **Răspîndirea rocilor selenare estimată în raport de valorile albedoului** (după V. V. Sevcenko, 1975)

Roci	Raport Al/Si	Albedo %	Procente din suprafața Lunii
Bazalte marine	0,40	8	16,4
Norite	0,40—0,55	8—12	28,0
Gabbrouri anortozitice	0,55—0,65	12—16	36,4
Anortozite gabbroice	0,65—0,85	16	19,2

S-a putut stabili, de asemenea, și o relație dintre albedo și vîrsta rocilor și anume indirect, plecîndu-se de la legătura ce există între vîrsta acestora și conținutul în

Al, conexată cu relația albedoului cu raportul Al/Si. Din acest punct de vedere se evidențiază o creștere a albedoului odată cu vechimea rocilor și o scădere a lui pe măsura vîrstei lor mai tinere; faptul din urmă se poate pune pe seama transformărilor profunde pe care rocile primare le-au suferit în urma impactului meteoritic, atît mineralogic (prin metamorfism și apariția sticlei) cît și sub raport structural și textural (fig. 12).

În privința variațiilor locale ale albedoului se observă că acesta poate atinge valori mult mai ridicate decît mediile la scară regională. De exemplu, în jurul craterelor, așa cum au arătat datele misiunii Apollo 16, se disting arii concentrice ale albedoului cu valori ce descresc centru-lateral de la 40—60% la 11—13%; valorile scăzute ale albedoului corespund cu solul lunar în care, pe de o parte, în regolitele mature predomină sticla și fragmentele litice de culoare închisă, iar pe de altă parte, granulația rocilor este mai fină.

În arealele cu albedo mai ridicat din zona centrală, rocile sînt mai puțin transformate iar granulația este mai grosieră. Se mai poate adăuga, apoi, că pantele abrupte ale reliefului au, în general, un albedo mai ridicat, ele

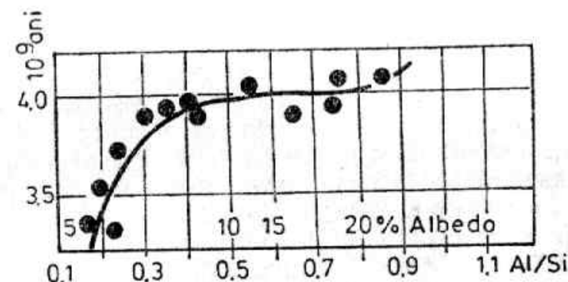


Fig. 12. Variația albedoului în raport de vîrsta rocilor lunare (după V. V. Sevcenko, 1975).

prezentînd roci cu mai puțină sticlă și cu cristalinitate mai ridicată.

De reținut că maximum de contrast dintre zonele de mare și cele continentale, cu albedouri net diferite, se realizează în așa-numita fază zero, cînd razele solare cad

perpendicular pe suprafața Lunii; în aceste condiții zonele de mare au valorile maxime ale albedoului cuprinse între 7—10%, în timp ce pentru cele continentale ele se mențin între 10—24%.

Cu toate acestea problema albedoului suprafeței selenare a fost larg disputată deoarece toți silicații au în pulbere un albedo mai ridicat. Se pare că albedoul scăzut al Lunii se datorează și prezenței unor pelicule opace, bogate în Fe, de la suprafața granulelor solului lunar (Schaber, 1980).

6. CÎMPURILE FIZICE ALE LUNII

6.1. SEISMICITATEA ȘI MODELUL STRUCTURII INTERNE

Experimentele seismometrice realizate pe Lună și interpretarea rezultatelor obținute au constituit un succes al programului Apollo. Aceste măsurători au vizat înregistrarea cutremurelor selenare (seismometrie pasivă), precum și răspunsul interiorului Lunii la perturbațiile elastice generate artificial (seismometrie activă). Ambele metode au furnizat informații importante asupra structurii interne a Lunii.

Primele experimente seismice au fost făcute în 1969, după aselenizarea misiunii Apollo 11, pentru ca apoi și celelalte expediții să instaleze stații seismice. Stația seismică Apollo 11 a fost alimentată cu baterii solare și a funcționat un timp scurt. Celelalte stații (Apollo 12, 14—16) au fost echipate cu generatoare folosind energia nucleară. Aceste ultime stații cuprindeau fiecare cîte patru seismometre; un seismometru vertical de frecvență mare și un sistem ortogonal de trei seismometre (unul vertical și două orizontale) cu sensibilitatea maximă la frecvențe mici (0,45 Hz). Datorită fondului seismic slab al Lunii, sensibilitatea seismometrelor din sistemul ortogonal a fost de 1 000 de ori mai mare decît cea a hidrofonilor folosiți în prospecțiunea marină de pe Pămînt. Seismometrele lunare au putut înregistra mișcări de pînă la 0,5 Å, lucrînd la amplificări de pînă la $2 \cdot 10^7$. Pe locația Apollo 17 a fost instalat un gravimetru care temporar a putut lucra ca seismometru de frecvență mare; stațiile seismice lunare au funcționat pînă la 1 octombrie 1977.

Alături de înregistrarea cutremurelor lunare și a căderilor de meteoriți, pe Lună au fost realizate și experimente de seismometrie activă, aceasta diferențiindu-se, după modul de generare a undelor seismice, în două tipuri.

În primul tip de seismometrie activă undele au fost generate de căderea pe Lună a unor părți ale vehiculelor spațiale. Astfel, treapta a III-a a rachetelor a fost dirijată spre un punct prestabilit al suprafeței lunare, la atingerea căruia viteza a fost de 2,5 km/s. Masa acestei trepte fiind de 14 tone, efectul seismic realizat prin impact a fost echivalent cu explozia unei încărcături de 10 tone trotil. De asemenea, au fost aruncate pe Lună, după întoarcerea în modulul de comandă, modulele lunare (etajul superior). Avînd o masă de 2,4 tone și atingînd la contactul cu suprafața lunară o viteză de 1,7 km/s, impactul a fost echivalent cu explozia a 800 kg trotil. Acest experiment poate fi privit ca un corespondent cosmic al metodei sondajului seismic adînc de pe Pămînt (DSS — deep seismic sounding).

Seismometria activă de tipul II este asemănătoare cu prospecțiunea seismică terestră. În acest caz senzorii (geofonii) au fost așezați pe profile cu lungimi de ordinul sutelor de metri, generarea făcîndu-se prin explozia unor încărcături de 0,1—2,7 kg trotil. Acest tip de experiment a permis studiul structurii stratelor superficiale din locațiile Apollo 14—17.

Activitatea seismică a Lunii a fost studiată pe parcursul a 8 ani (1969—1977). Alături de căderile de meteoriți au fost înregistrate sistematic trei tipuri de perturbații: termice, impulsuri teleseismice de frecvență mare și semnale de la cutremurele lunare cu focar profund. Aceste perturbații se deosebesc după modalitatea de înscriere pe seismograme și după poziția focarelor. Caracteristica fundamentală a seismelor lunare în raport cu cele terestre este durata lor mai mare în timp, ca urmare a rigidității ridicate a satelitului.

Focarele *cutremurelor lunare termice* sînt superficiale, ele situîndu-se la cîțiva kilometri de stațiile seismice. Periodicitatea apariției lor se corelează cu ziua lunară, ele fiind legate de fisurarea stratelor exterioare ale Lunii sub influența diferențelor de temperatură generate de alternarea zi-noapte.

Focarele *impulsurilor teleseismice de frecvență mare*, denumite și cutremure puțin adînci, se află la adîncimi de pînă la 100 km. Tensiunile eliberate de aceste cutremure sînt destul de mari (de pînă la 100 bari). Pe Pămînt, astfel de tensiuni sînt caracteristice cutremurelor intraplacă. Aceasta ar constitui o dovadă directă asupra existenței unor tensiuni tangențiale în litosfera lunară. Este posibil ca focarele acestor cutremure să fie grupate la marginile bazinelor, nefiind exclusă o legătură cu prezenta masconilor (deși fenomenul nu se verifică în toate cazurile).

Cutremurele teleseismice de frecvență mare nu sînt legate de perioade lunare caracteristice și nu se repetă în același focar. Magnitudinea lor, estimată după undele S, atinge valoarea de 4,5. În medie au fost înregistrate anual cinci de astfel de perturbații, energia lor totală fiind de 10^6 ergi/an (cutremurul vrîncean din 4 martie 1977 a eliberat o energie de 10^{16} ori mai mare). Nu s-au înregistrat cutremure teleseismice de frecvență mare cu focarul situat în emisfera invizibilă.

Cutremurele lunare profunde își au hipocentrele la adîncimi între 700 și 1 100 km (cele mai adînci cutremure terestre nu depășesc adîncimea de 720 km). Aceste cutremure sînt foarte slabe, magnitudinea lor nu depășește valoarea 3, iar cumulat au o energie mai mică decît impulsurile teleseismice de frecvență mare. Focarele cutremurelor profunde se grupează în cîteva zone, iar energia lor se eliberează cu o periodicitate egală cu a mareelor lunare, acestea din urmă slujind ca mecanism de amorsare a cutremurelor adînci sau chiar ca sursă a energiei lor.

Energia seismică totală înregistrată pe Lună este de un miliard de ori mai mică decît a Pămîntului. Seismicitatea foarte slabă se explică prin faptul că activitatea tectonică a Lunii a încetat acum circa 3 miliarde de ani în urmă.

Seismometria activă a permis estimarea structurii stratelor superficiale ale Lunii în locațiile Apollo 14—17. În figura 13 sînt prezentate rezultatele obținute pe locația Apollo 14. Date asemănătoare au fost obținute și în locația Apollo 17 (zona continentală Taurus-Littrow) la care ne vom referi în continuare. Viteza undelor P în regolitul lu-

nar este de cca 100 m/s, iar viteza undelor transversale S de 60 m/s, grosimea regolitului fiind de 4—12 m. Pătura de ejecta prezintă viteze de 250—300 m/s. Sub locația Apollo 17 acest strat are circa 30 m grosime și o viteză a undelor P de 300 m/s. Sub acesta au fost separate strate

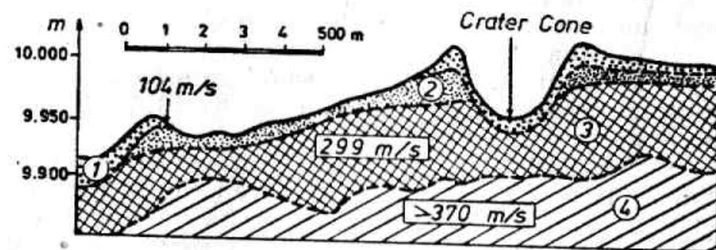


Fig. 13. Viteza undelor seismice în partea superficială a scoarței lunare, după date ale misiunii Apollo 14 (după Chao, 1973, din D. E. Wilhelms et al., 1987): *1* — regolite; *2* — ejecta; *3* — formațiunea Fra Mauro; *4* — formațiunea pre-Fra Mauro.

cu v_p=500 m/s și 960 m/s, cu grosimi de 400 m, respectiv 1 km, constituite probabil din material bazaltic fisurat. În continuare vitezele undelor longitudinale P sar la 3—4 km/s, această limită reprezentînd probabil tranziția către o compoziție gabbro-anortozitică.

Seismologii americani au reușit să obțină o radiografiere a structurii geologice profunde a Lunii, în partea sudică a Oceanului Procellarum, în zona stațiilor seismice Apollo 12 și 14. Rezultatele acestei investigații au fost prelucrate de către Toksöz (1979).

S-a constatat că există o creștere rapidă a vitezelor undelor P de la 0,1 km/s la suprafață (în regolit) la cca 6 km/s la adîncimea de 20 km; această creștere ar putea fi dată de închiderea fisurilor și a faliilor sub influența presiunilor și temperaturilor din ce în ce mai mari. Intervalului de 20—60 km i se atribuie o viteză constantă de cca 7 km/s (fig. 14 și fig. 15 B).

În jurul adîncimii de 55—60 km există un alt salt al vitezelor, acesta definind în analogie cu nomenclatura folosită pe Pămînt *limita dintre scoarța și mantaua selenară.* Scoarța lunară, constituită în principal din material conti-

nental, are grosimi medii estimate la 74±12 km; o grosime medie de 62 km ar cuprinde 10% din volumul Lunii; de 74 km — 12% din acesta, și de 86 km — 14%. Continentele par să fie acoperite de cca 2,5 km de ejecta de bazin (megaregolit). Mările lunare au o contribuție minoră

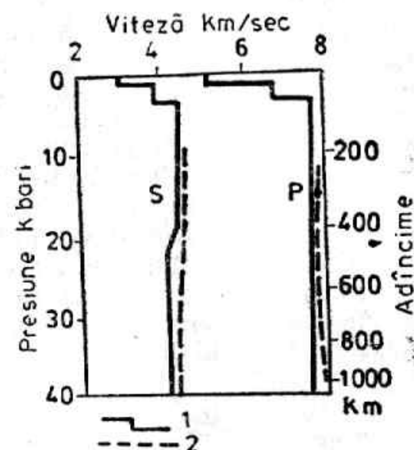


Fig. 14. Variația vitezelor undelor seismice longitudinale (P) și transversale (S) pentru scoarța și mantaua lunară (1) și terestră (2) (după M. N. Toksöz, 1979, din V. N. Jarkov, 1983).

la volumul materialului crustal, grosimea umpluturii bazaltice fiind în general mai mică de 1 km.

Pentru emisfera invizibilă, unde relieful este mai ridicat, se consideră că grosimea crustei poate atinge 100 km sau chiar 120 km. O astfel de îngroșare a crustei este sprijinită și de faptul că centrul de masă al Lunii este deplasat cu 2 km față de centrul său geometric, deplasarea fiind în direcția Pămîntului.

În zona subcrustală s-au obținut diferite valori pentru vitezele undelor P, de exemplu 7,7 și 9 km/s. Mantaua superioară se extinde pînă la adîncimi de 400—500 km, în mod curent această limită fiind fixată la 480 km (fig. 15 A).

Viteza medie caracteristică mantalei superioare este mai mică de 8 km/s; aceasta ar demonstra că valoarea de 9 km/s, menționată anterior, ar putea fi o viteză locală, particulară zonei Fra Mauro și că grosimea acestui strat anomal nu este mare.

În figura 14 se arată distribuția vitezelor în interiorul Lunii, așa cum a fost concepută de specialiștii de la Massachusetts Institute of Technology (MIT) conduși de Toksöz. Trebuie menționat că datele de la adîncimi mari sînt nesigure.

Se observă că există o zonă de tranziție de la mantaua superioară la *mantaua medie* (vezi și fig. 15 A). În mantaua superioară vitezele rămîn aproximativ constante: $v_p=7{,}7\pm0{,}15$ km/s, $v_s=4{,}45\pm0{,}05$ km/s. Mantaua medie este caracterizată de următoarele viteze: $v_p=7{,}6\pm0{,}6$ km/s, $v_s=4{,}2\pm0{,}1$ km/s. Se evidențiază că pentru undele transversale există o scădere sigură a vitezelor la trecerea de la mantaua superioară la cea medie, tranziție ce s-ar putea datora unor modificări în compoziția chimică.

Comportarea Lunii la traversarea sa de către undele S a permis determinarea așa-numitului factor de calitate Q_s. Această mărime caracterizează elasticitatea unui mediu, fiind raportul dintre energia acumulată și energia îm-

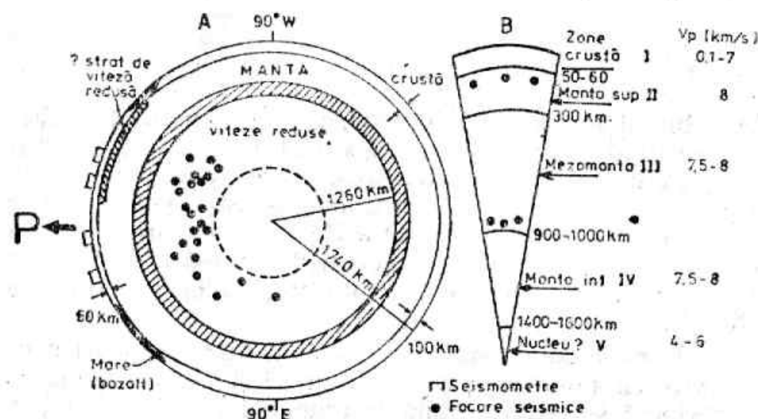


Fig. 15. Modele privind structura internă a Lunii: *A* — după Goins et al., 1979; Toksöz, 1979; *B* — după G. Latham et al., 1978.

prăștiată (și transformată în căldură). S-a observat că la trecerea de la mantaua superioară la cea medie Q_s scade de la cca 5 000 la 1 500, ceea ce constituie încă o dovadă a existenței unor schimbări în chimism la granița dintre

cele două învelișuri lunare. Se presupune că discontinuitatea seismică dintre 400—500 km s-ar putea datora creșterii conținutului în Fe în silicații mantalei medii (acesta dislocuind Mg), pe seama acestei îmbogățiri în Fe, realizîndu-se și scăderea vitezei undelor S. De altfel, caracteristica principală a distribuției vitezelor undelor seismice în mantaua lunară este tocmai scăderea lor treptată cu adîncimea.

Mantaua inferioară a Lunii s-ar afla, conform seismologilor de la MIT, la adîncimi de sub 1 100 km (fig. 15 A), asupra ei existînd informații puține. Nu s-au înregistrat cutremure cu focare situate sub adîncimea de 1 100 km; în plus, se crede că sfera delimitată de această adîncime n-ar lăsa să treacă undele transversale din focarele ce se găsesc în emisfera invizibilă. Nu este clar dacă neînregistrarea de cutremure profunde cu focarele în emisfera opusă Pămîntului se datorează absenței lor, geometriei rețelei seismice folosite, sau atenuării lor în centrul Lunii (Q_s pentru mantaua inferioară a fost estimat la cca 150, de 10 ori mai mic decît al mantalei medii). Compozițional, se admite, în general, că mantaua lunară ar fi alcătuită din roci ultrabazice.

Această interpretare a distribuției vitezelor undelor seismice diferă întrucîtva de cea realizată de seismologii de la Universitatea Texas (fig. 15 B). Seismologii texani (Latham et al., 1978) fixează limitele dintre subdiviziunile mantalei cu cca 100 km mai sus, separînd în centrul Lunii un nucleu mic (cu raza de 140—340 km), a cărui existență este contestată de cercetătorii de la MIT. Dacă acest nucleu există într-adevăr, el ar putea fi alcătuit dintr-o soluție Fe—FeS, găsindu-se probabil în stare topită sau apropiată de aceasta.

La începutul anilor '60, anterior lansării de sateliți în jurul Lunii, astronomul american Ekhardt a întreprins o tentativă de a determina momentul de inerție adimensional al Lunii pe baza analizei detaliate a mișcării de librație și a obținut o valoare mai mare de 0,4. Aceasta conducea la ideea că în interiorul Lunii există o distribuție anormală a densității, ea scăzînd mult spre centrul satelitului; rezultatul determinării era, firește, eronat. Momentul de inerție adimensional al Lunii este 0,391, ceea

ce arată că interiorul acesteia prezintă o densitate aproximativ constantă, egală cu 3,34 g/cm³ (Jarkov, 1983).

Revenind la structura internă a Lunii se poate conchide că *litosferei selenare rigide* îi revine scoarța, mantaua superioară și medie, zona centrală, situată sub adîncimea de 1 100 km, putînd fi considerată drept *astenosfera selenară*. Rigiditatea litosferei selenare este foarte ridicată (Q_s=5 000—1 500 în mantaua superioară și medie, în timp ce scoarța și mantaua terestră au un Q_s cuprins între 100—1 000) explicată prin faptul că Luna este foarte săracă în elemente volatile, pe care le-a pierdut probabil încă din etapele timpurii ale evoluției sale; această litosferă a suferit, probabil, o îngroșare continuă, inițial ea coincizînd cu crusta continentală.

6.2. GRAVITAȚIA

Este cunoscut faptul că intensitatea medie a cîmpului gravitațional al Pămîntului este de 9,81 m/s²; la suprafața Lunii ea este de 1,62 m/s². Ca și pe Pămînt, cîmpul gravitațional al Lunii depinde de densitatea rocilor din substrat, de relief și de distanța punctului de măsură, față de zonele de concentrație sau de deficit de masă.

Un moment important în istoria cunoașterii gravitației selenare l-a constituit descoperirea în 1968 de către Müller și Sjögren a unor anomalii pozitive mari, asociate mărilor circulare. Aceste anomalii au fost relevate de către stațiile automate Lunar Orbiter, în timpul urmăririi traseului lor circumlunar, cînd se comportau ca un accelerometru, răspunzînd variațiilor de masă, prin modificarea vitezei și a distanței față de satelitul natural. Anomaliile pozitive de deasupra mărilor reflectau de fapt concentrări de masă, pentru care au și fost denumite de către Müller și Sjögren (1968) *masconi* (mass concentration).

În primele misiuni, zborurile orbitale se făceau la altitudini mari, ce depășeau 100 km, ceea ce nu permitea decelarea anomaliilor de intensități reduse; altitudinea de zbor avea o deosebită importanță, întrucît, după cum se știe, intensitatea cîmpului gravitațional scade cu pătratul

distanței; spre exemplu, deficitul de masă al unui crater de dimensiunile lui Copernicus (diametru 93 km) s-ar traduce la înălțimea de zbor de 20 km printr-o anomalie negativă de —57 mgali, în timp ce la o înălțime de 100 km ea se va reduce la numai —8 mgali.

Odată cu zborurile la altitudini mai mici, s-au putut evidenția anomalii și pentru reliefuri mai reduse ca amploare, cum ar fi creste din zonele marine, cratere mici sau unele catene muntoase.

Comparativ cu Pămîntul, cîmpul gravitațional al Lunii prezintă, la scară regională, variații relativ mai slabe. Masconii, suprapuși mărilor selenare (maria) corespund celor mai mari anomalii pozitive, lungimea lor de undă fiind relativ mică; comparativ, continentele (terrae) relevă anomalii mici și de lungime de undă redusă.

Au fost conturate și zone cu anomalii negative ce includ atît arii marine cît și continentale și pentru care nu s-a găsit încă o explicație.

Crestele majore ale mărilor prezintă anomalii gravimetrice pozitive, în timp ce rille-urile mari nu au, cu unele excepții, răspunsuri gravimetrice notabile. Absența unor anomalii gravimetrice asociate indică faptul că aceste structuri nu au produs modificări importante în distribuția densității substratului crustal. În afara masconilor de deasupra mărilor circulare, cele mai mari anomalii pozitive din emisfera vizibilă sînt date de un mare abrupt, constituind inelul exterior al bazinului Nectaris (Rupes Altai).

Toate craterele mari din emisfera vizibilă sînt asociate unor anomalii de aer liber negative. Calculul anomaliilor Bouguer, evidențiază însă că cele mai multe din cratere sînt neutre gravimetric, dar că există și cratere cu anomalii pozitive și negative. Se presupune că cele neutre gravific și-au pierdut anomaliile negative inițiale (datorate ejectării materialului prin impact), prin ridicarea fundului craterului. Anomaliile negative ale unor cratere își pot avea originea și în existența unor lentile de material brecifiat (cu densitate mică) în substratul fundului, în timp ce cele pozitive indică un exces de masă cauzat fie de curgerea de bazalte, fie de ridicarea unui material relativ

dens din substrat, în tendința de a compensa materialul ejectat; ultima ipoteză pare să fie demonstrată de faptul că anomalii pozitive semnificative prezintă numai craterele cu diametru de peste 150 km.

Studiul anomaliilor gravimetrice a permis, în anumite cazuri, determinarea indirectă a volumului craterelor și bazinelor, acolo unde controlul topografic a fost mai slab.

Forma anomaliilor pozitive generată de masconi, împreună cu analiza matematică a potențialului gravitațional, sugerează că acestea reprezintă structuri superficiale discoidale (fig. 16). Calcule efectuate de Sjögren et al. (1972) arată că grosimea masconilor din emisfera vizibilă poate varia între 2,7 și 8 km, depinzînd de faptul dacă bazinul inițial a fost compensat izostatic sau nu.

Formarea bazinelor prin impact a dus la apariția, într-un prim stadiu, a unei *necompensări*, datorată deficitului de masă generat de ejectarea unei cantități uriașe de material; pentru bazinul Orientale, de exemplu, volumul cavității originare a fost estimat gravimetric la cca $5 \cdot 10^6$ km^3.

Cum în momentul formării bazinelor crusta era probabil mai fluidă, a urmat un stadiu de *echilibrare izostatică*, compensarea realizîndu-se prin ridicarea sub formă de domuri a mantalei și apariția curgerilor de bazalte. Rigidizarea ulterioară a crustei a făcut ca aceasta să fie capabilă să preia sarcini, astfel încît, curgerile noi de bazalte au dus la cel de al treilea stadiu de *supracompensare*.

Stadiile respective sînt bine ilustrate de bazinul Oriental, la care partea centrală, netedă și cu bazalte marine, este caracterizată de o anomalie pozitivă, în timp ce conturul exterior, accidentat și lipsit de material bazaltic, prezintă puternice anomalii negative. În toate celelalte bazine din emisfera vizibilă, umplerea cu bazalte a fost mai completă, astfel că anomaliile negative asociate depresiunilor au dispărut; aceste bazine constituie masconii mari.

Ridicarea mantalei pentru a compensa izostatic deficitul de masă cauzat de impact ar fi indicată, de exemplu, pe fundul bazinului Orientale, de existența unui sis-

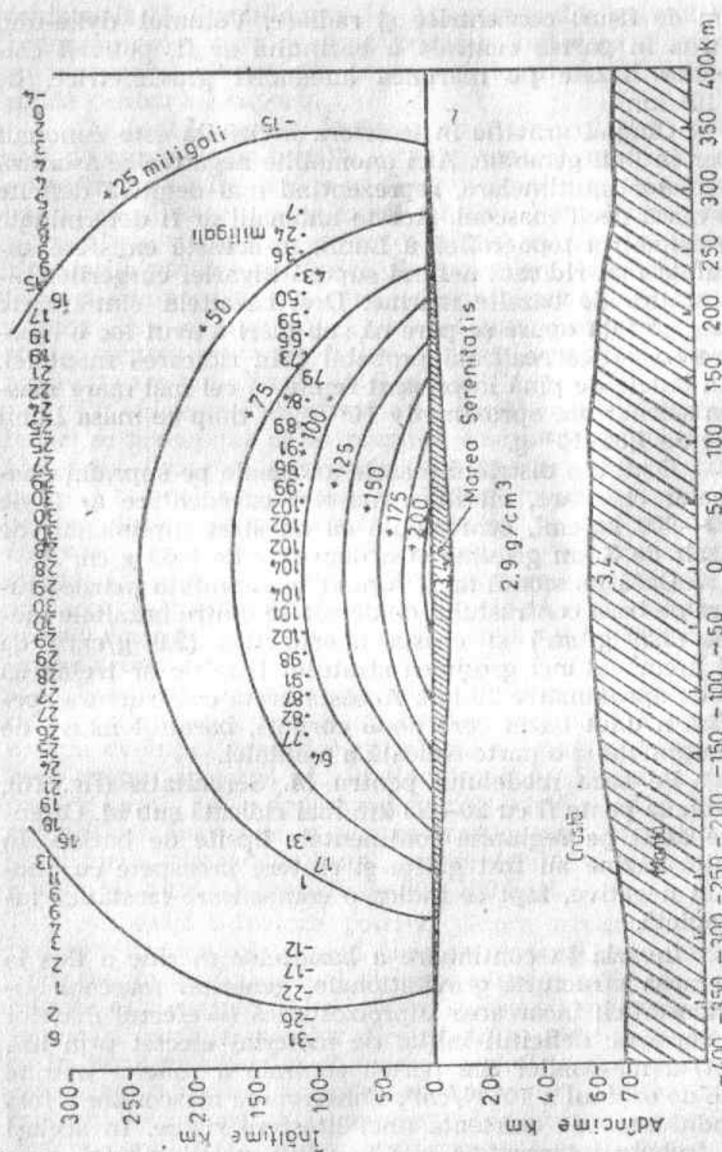


Fig. 16. Model de explicație a masconilor selenari (după C. Bowin et al., 1975): *hașurat* — mantaua ridicată domal și bazaltele de maria; cele două șiruri de valori corespund anomaliilor gravitaționale de aer liber a două zboruri orbitale; *curbe* — izoanomalii de aer liber.

tem de fisuri concentrice și radiare. Volumul dyke-ului intrus în partea centrală a bazinului ar fi, potrivit calculelor bazate pe mărimea anomaliei gravimetrice, de $3 \cdot 10^6$ km^3.

Cîmpul gravific în emisfera invizibilă este cunoscut doar în linii generale. Aici anomaliile negative se asociază bazinelor multiinelare, reprezentînd mai degrabă deficite de masă decît masconi. Aceste anomalii ar fi determinate de asimetria topografică a Lunii, în această emisferă suprafața mai ridicată nefiind supusă invaziei curgerilor hidrostatice de bazalte marine. Deși bazaltele sînt foarte rare, pe fața opusă se pare că sub mări a avut loc o ajustare izostatică realizată probabil prin ridicarea mantalei. Din datele de pînă în prezent reiese că cel mai mare mascon selenar are aproximativ 10^{21} g, în timp ce masa Lunii este de $7{,}35 \cdot 10^{25}$ g.

Dacă am distribui masele anormale pe suprafața bazinelor circulare, mărimea maselor excedentare ar fi de 800—900 kg/cm^2, echivalentă cu un strat suplimentar de bazalt de 3 km grosime și o densitate de 3,09 g/cm^3.

Dacă masconul ar fi format la suprafața mărilor lunare pe baza contrastului de densitate dintre bazaltele marine (3,39 g/cm^3) și crusta anortozitică (2,9 g/cm^3) de 0,4 g/cm^3, atunci grosimea stratului bazaltic ar trebui să fie de aproximativ 20 km. Aceasta arată că structura specifică a unui bazin cere două corpuri, bazaltul marin de la suprafață și o parte ridicată a mantalei.

Pe baza modelului pentru M. Serenitatis (fig. 16), mantaua poate fi cu 20—25 km mai ridicată sub M. Orientale decît pe regiunile continentale lipsite de bazine. În multe bazine au fost găsite și cratere proaspete cu anomalii negative, fapt ce indică o compensare izostatică incompletă.

Invazia în continuare a bazaltelor marine a dus la alterarea structurii gravitaționale, generînd masconi superizostatici; încărcarea supraizostatică (=efectul maselor ce depășesc deficitul inițial de material ejectat prin impact) a masconilor din partea centrală a zonelor marine este de ordinul a 10^3 N/cm^2. Conservarea masconilor a fost condiționată de existența unei litosfere rigide. În același fel trebuie interpretate și anomaliile pozitive mici, prezentate de M. Cordillera și M. Apenninus din bazinul Imbrium; acestea s-au realizat printr-o încărcare a crustei cu materialul ejectat din bazin, crusta fiind suficient de rigidă pentru a-l suporta.

Cu toate acestea, încărcarea superizostatică generată de curgerile de bazalte este, în general, mai mică decît ar trebui să fie dacă n-ar fi avut loc nici o compensare izostatică ulterioară amplasării mărilor. Faptul presupune că bazaltele marine au suferit o subsidență care a generat întinderile părților periferice ale bazinelor, creindu-se grabene și compresiuni pe zonele centrale, rezultînd crestele marine. Este de reținut că absența unei compensări izostatice pentru craterele tinere a supus crusta selenară la tensiuni care pot atinge —900 kg/cm^2.

Cît privește discontinuitatea crustă-manta (Moho selenar) se presupune că ea prezintă o serie de protuberanțe ale căror diametru și elevație sînt proporționale cu diametrele bazinelor de deasupra. Bazinul lunar Procellarum, cel mai întins, se suprapune, probabil, pe cea mai mare ridicare a mantalei, și, în consecință, pe cea mai subțire crustă. În acest fel s-ar explica subțierea crustei, de la valoarea calculată de 75 km, la valoarea observată de 45—60 km, de sub zona sudică a bazinului (Oceanului) Procellarum.

Subțierea crustei ca urmare a impactului meteoritic cît și eroziunea mantalei au avut consecințe importante asupra evoluției geologice ulterioare a Lunii și cu precădere asupra apariției efuziunilor bazaltice. Prezența masconilor arată că în interiorul Lunii există abateri de la condițiile hidrostatice, care s-ar traduce prin existența în învelișurile externe ale Lunii, groase de cîteva sute de km, a unor tensiuni tangențiale de 50—100 bari.

Au existat ipoteze potrivit cărora masconii ar reprezenta tocmai planetoizii care au generat prin impact bazinele. În stadiul actual de cunoaștere o astfel de posibilitate este exclusă. Alte ipoteze sugerează existența unei segregări locale a maselor din substrat. Acest proces cere ca în jurul masconului să existe un deficit de masă și în consecință o anomalie gravimetrică negativă. Pentru cîțiva masconi există astfel de anomalii dar situația reprezintă doar excepții, încît ipoteza mai cere încă verificări.

Cunoașterea cîmpului gravitațional al Lunii a permis abordarea devierii acestui corp de la echilibrul hidrostatic. Figura geometrică a Lunii este apropiată de o sferă cu raza de 1 738 km, ceea ce corespunde unei densități medii de $3{,}34 \pm 0{,}004$ g/cm^3; mările lunare se găsesc sub nivelul sferei cu media razei de 1 738 km iar continentele deasupra acesteia. Centrul de masă al Lunii este deplasat spre Pămînt față de centrul geometric cu 2 km; descompunerea topografiei selenare după funcții sferice dă pentru raza medie valoarea de $R = 1\,737{,}53 \pm 0{,}03$ km.

Dacă considerăm că Luna a fost suficient de fierbinte și plastică pentru a lua o formă de *echilibru*, atunci vitezei unghiulare de rotație actuală i-ar corespunde o mărime a razei ecuatoriale de $a = R + \Delta a$ (unde $\Delta_a = 2{,}5$ m) și o rază polară $b = R + \Delta_b$ (unde $\Delta_b = -10$ m).

Considerînd acum Luna în cîmpul gravitațional al Pămîntului, figura ei de echilibru va fi triaxială. Poziționînd originea axelor de coordonate în centrul de greutate al Lunii și considerînd axa x îndreptată în direcția Pămîntului, axa y în direcția de rotație a Lunii pe orbită, iar axa z, axa de rotație, vom obține:

$$a_x = R + \Delta a_x;\ \Delta a_x = 39 \text{ m}$$

$$a_y = R + \Delta a_y;\ \Delta a_y = -11 \text{ m}$$

$$a_z = R + \Delta a_z;\ \Delta a_z = -28 \text{ m}$$

Dacă se folosesc datele gravimetrice pentru determinarea *figurii dinamice* a Lunii, abaterile de la raza medie vor fi: $\Delta a_x = 510$ m; $\Delta a_y = 490$ m și $\Delta a_z = 520$ m. Pentru figura normală a Lunii (corespunzător elipsoidului terestru) se poate lua sfera cu raza medie R, întrucît îndepărtarea figurii de echilibru de la sferă este doar de cîțiva zeci de metri.

Figura dinamică a Lunii, corespunzătoare geoidului terestru, s-ar putea numi *selenoid*. Abaterea geoidului terestru de la elipsoidul normal de rotație este de circa 70 m, ea fiind o măsură a gradului de echilibrare hidrostatică a interiorului planetei. Din mărimea axelor figurii dinamice a Lunii rezultă că îndepărtarea Lunii de echilibrul hidrostatic este cu un ordin de mărime mai mare decît a Pămîntului.

Tensiunile din interiorul unei planete sînt proporționale cu produsul dintre înălțimea geoidului (selenoidului) și accelerația gravitațională. Înălțimea mai mare a selenoidului este compensată însă de accelerația gravitațională lunară de șase ori mai mică, ceea ce conduce la concluzia existenței în Lună și în Pămînt de tensiuni similare.

Posibilitatea existenței unei zone vîscoase, moi, cu o rază de 700 km, ar conduce la concentrarea tensiunilor tangențiale la baza litosferei lunare, unde ele ar fi de cca 40 bari.

Jarkov (1983) presupune că astăzi observăm „înghețarea" vechii figuri echilibrate a Lunii, figură datînd de la începuturile istoriei selenare, cînd satelitul nostru natural se afla mult mai aproape de Pămînt și în consecință avea o viteză de rotație mult mai mare. Conservarea dezechilibrului din interiorul Lunii în ultimii 3,5 miliarde de ani arată că stratele exterioare ale acesteia au fost suficient de rezistente și reci pentru a rezista la tensiunile generate de acest dezechilibru. Același autor admite că bombardarea Lunii cu meteoriți acum 4,0—3,8 miliarde de ani ar fi putut avea un rol important în îndepărtarea Lunii de la echilibrul hidrostatic.

Încheind acest capitol se impun cîteva considerații și asupra așa-zisei ipoteze a expansiunii. După cum se știe, în ultimele decenii s-au făcut încercări de a explica mecanismul expansiunii fundurilor oceanice (spreading), fenomen legat de tectonica plăcilor, prin expansiunea însăși a Globului terestru ca întreg (Moțiu, 1987). Conform acestei ipoteze expansiunea Pămîntului ar fi determinată de scăderea în timp a valorii constantei gravitaționale, ceea ce duce la scăderea atracției Soarelui, creșterea razei Pămîntului și a orbitei sale. Deși o astfel de abordare este tentantă, în cazul Lunii ea nu și-a găsit însă o confirmare. Datele furnizate de Jarkov (1983) arată că în ultimii 4 miliarde de ani raza Lunii a fost cu o precizie de ± 1 km constantă. Aceasta ar exclude, după acest autor, posibilitatea creșterii razei Pămîntului și limitează viteza de variație a constantei gravitaționale.

6.3. MAGNETISMUL

Descoperirea magnetismului selenar a fost una dintre cele mai interesante cuceriri științifice ale programului Apollo. Investigarea lui s-a realizat prin măsurători directe la sol, prin măsurători efectuate cu ajutorul subsateliților, precum și pe probele de roci aduse pe Pămînt.

Primele măsurători orbitale realizate de Luna 10 și Explorer 35 au înregistrat valori reduse ale cîmpului magnetic selenar (momentul dipolic estimat fiind mai mic de 10^{23} gauss·cm³), în așa fel încît descoperirea ulterioară a unui magnetism remanent ridicat în probele de roci lunare colectate de misiunea Apollo 11 a constituit o surpriză.

Plasarea de magnetometre la suprafața Lunii, începînd cu Apollo 12, a relevat existența unor valori surprinzător de ridicate ale cîmpului magnetic selenar. Astfel, cîmpul magnetic a prezentat valori de la 6 gamma (Apollo 15) la 313 gamma (Apollo 16). Trebuie subliniată însă marea variabilitate a cîmpului magnetic selenar evidențiată prin măsurătorile efectuate în cadrul misiunilor Apollo 16 și Lunahod 2; în primul caz intensitatea cîmpului se modifica pe cîțiva kilometri de la 112 la 313 gamma, în timp ce componenta verticală a celui măsurat de Lunahod 2 se situează între —10 și 40 gamma. Aceste cîmpuri sînt considerate ca datorîndu-se magnetismului natural remanent al crustei selenare.

Magnetometria orbitală realizată cu subsateliții lui Apollo 15 și Apollo 16 a furnizat noi surprize, demonstrînd existența unei corelații dintre valorile cîmpurilor (detectate la 100 km altitudine) și trăsăturile morfostructurale ale suprafeței satelitului natural. A fost revizuită, astfel, valoarea dipolului lunar, ca fiind astăzi la maximum $6 \cdot 10^{19}$ gauss·cm³. Trebuie arătat că momentul magnetic al Pămîntului are $7{,}9 \cdot 10^{25}$ gauss·cm³ (de cca 1 milion de ori mai mare) iar cel al planetei Marte de $2{,}5 \cdot 10^{22}$ gauss·cm³ (mai mare de cca 1 000 ori).

Deși cîmpul magnetic lunar nu prezintă proprietăți dipolice evidente, se vorbește totuși, prin analogie cu si-

tuația de pe Pămînt, de un dipol selenar. Valoarea lui, măsurată la suprafața Lunii, este de maximum 313 gamma, adică de 100 ori mai mică decît cîmpul magnetic ecuatorial al Pămîntului. Datorită valorilor mici ale acestuia, investigarea lui s-a făcut folosindu-se, alături de magnetometrele clasice, tehnica împrăștierii electronilor. Prin această metodă se pot identifica cîmpuri de pînă la 0,1 gamma, cu o rezoluție spațială de 15 la 40 km. Datele magnetice orbitale arată că există cîmpuri mai puternice și cu o variabilitate mai mare pe regiunile continentale de pe emisfera invizibilă decît pe mările din emisfera vizibilă. Anomalii magnetice puternice sînt asociate craterelor din emisfera invizibilă sau zonelor din apropierea lor, cît și bazinelor vechi. Unii cercetători admit, de asemenea, ideea că zonele cu aspect de cîmpii de pe fundul craterelor, de culoare deschisă, ar fi responsabile pentru cel puțin o parte din anomaliile orbitale.

Anomaliile de pe fața vizibilă sînt în legătură cu diferite tipuri de material continental vechi (pre-Imbrian sau Imbrian), mările caracterizîndu-se prin valori reduse ale cîmpului remanent, cu variații mai puține și mai slabe ca intensitate.

Există arii largi ale Lunii care au mai puțin de 0,1 gamma. Pentru acestea au fost propuse două explicații. O primă explicație admite că ele au fost intens reluate (transformate) după perioada în care a existat un cîmp magnetic global puternic. Nu este exclus, însă, ca în astfel de zone stratul magnetic să se afle la adîncime, craterizarea nereușind să-l atingă pentru a produce „scăparea" cîmpului magnetic; în ultima situație, cîmpul se poate manifesta prin efecte de „margine" prin scăparea liniilor magnetice în zonele craterelor sau la limita mărilor (orice strat magnetic de întindere infinită, nu are cîmp magnetic exterior).

Deși cele mai multe dintre mări prezintă, comparativ cu breciile de pe continente, un magnetism remanent în mare parte redus există și excepții. Analiza comparativă a datelor morfologice și magnetice arată că există o creștere a magnetismului remanent în conexiune cu breciile vechi, precum și cu materialul unor cratere mari și bazine, acestea din urmă introducînd și o evidentă varia-

bilitate în mărimea anomaliilor. Studii ale anomaliilor magnetice ale unor cratere, precum Aitken (diametru — 137 km), Van de Graaff (diametru — 230 km), Keeler etc., arată că perturbațiile cîmpului sînt cauzate de breciile de pe fundul craterelor, care, răcindu-se la temperaturi sub 800°C, au dobîndit, în prezența unui cîmp vechi, un magnetism remanent, sugerîndu-se în plus că aceste brecii nu au fost reluate excesiv de la formarea lor (Coleman et al., 1971, 1972; Strongway et al., 1975).

Investigarea unor probe de roci lunare a indicat că breciile prezintă cel mai puternic și mai stabil magnetism remanent (între 10^{-3} și 10^{-7} gauss·cm³/g). Aceste studii au confirmat că cel mai important constituent feromagnetic este Fe metalic, aliat uneori cu cîteva procente de Ni și Co. Au fost detectate și alte faze feromagnetice dar cu participare mai puțin importantă. Solul și breciile lunare conțin de la cîteva zecimi de procent pînă la 1% în greutate Fe metalic, în timp ce bazaltele lunare au conținuturi de zece ori mai mici. În felul acesta am ajuns la controversata problemă a originii magnetismului selenar.

Magnetismul natural remanent al probelor de roci lunare pledează pentru existența în trecutul geologic al satelitului, în momentul trecerii rocilor prin punctul Curie al Fe, a unui cîmp magnetic vechi de ordinul a 10^3—10^4 gamma, în care acestea și-au dobîndit proprietățile magnetice, iar variabilitatea cîmpurilor (de la sute de gamma la 1 oerstedt=10 000 gamma) sugerează o origine complexă a acestora.

Pentru explicarea genezei magnetismului remanent al rocilor lunare au fost formulate mai multe ipoteze, majoritatea acestora admițînd că magnetizarea rocilor s-a realizat într-un cîmp planetar care apoi a dispărut. Acest cîmp trebuie să fi existat cel puțin între 4,5—3,2 miliarde de ani în urmă (3,2 miliarde de ani fiind vîrsta celor mai tinere bazalte aduse pe Pămînt); aceste ipoteze iau în discuție fie o origine internă a cîmpului, fie o origine externă.

Originea internă a cîmpului s-ar putea datora fie magnetizării întregii Luni sau a unei părți importante a acesteia în stadiile sale inițiale de evoluție, urmată de o

demagnetizare termică ulterioară, fie prezenței unui dinamo lunar (Nagata et al., 1972).

Admiterea unui cîmp magnetic primitiv format prin magnetizarea unei părți a globului lunar s-a lovit însă de mari dificultăți, întrucît această ipoteză impune ca în etapele inițiale de dezvoltare a Lunii temperaturile de la adîncimi de ordinul sutelor de kilometri să nu depășească punctul Curie al Fe (aproximativ 760°C), ceea ce constituie o limitare destul de severă, în contradicție cu o mare parte din modelele de evoluție a satelitului natural. În plus, aceasta ar cere o diferențiere magnetică și o concentrare a întregii activități magnetice la adîncimi mici.

Partizanii ipotezei *dinamo*-ului selenar, printre care Runcorn (1975), Collinson et al. (1975), pornesc de la faptul că măsurătorile de paleointensitate a cîmpului efectuate pe roci de diferite vîrste cer existența acum 4,5 miliarde de ani a unui cîmp vechi de suprafață de 1,2 oerstedt (12 000 gamma), ceea ce reprezintă de trei ori valoarea cîmpului de la ecuatorul magnetic al Pămîntului. Și această ipoteză impune cîteva condiționări, în contradicție cu datele de cunoaștere. Astfel, acest model presupune apariția în etapele timpurii de evoluție a Lunii a unui nucleu de Fe sau Fe—FeS, aflat în stare topită. Aceasta ar implica, pe de o parte, că Luna avea dimensiuni suficient de mari pentru ca acest nucleu să se poată separa și că în interiorul acesteia existau condiții termice care să permită topirea.

Observații rezultate din studii seismologice și de sondaj electromagnetic admit cel mult existența unui nucleu selenar cu raza maximă de 350 km, ori pentru un cîmp dipolic de suprafață de 1,2 oerstedt, cîmpul de la suprafața nucleului ar fi trebuit să fie de 150 oerstedt, ceea ce constituie o valoare aproape imposibilă.

Așa cum se va vedea mai jos, neconcordanțele rezultate din determinările de paleointensitate pe rocile lunare își au originea în faptul că mecanismele de remanență de pe Lună sînt mai complexe decît pe Pămînt, iar metoda paleointensității nu este aplicabilă, cîmpurile deduse prin această metodă fiind nesigure.

Ipoteza *originii externe* a cîmpului magnetic lunar admite o magnetizare a suprafeței satelitului într-un cîmp

extern (vîntul solar sau cîmpul magnetic terestru). Această ipoteză este respinsă astăzi de majoritatea specialiştilor, ea necesitînd menţinerea în jurul Lunii, timp de 1,5 miliarde de ani a unui cîmp de peste 1 000 gamma.

Variabilitatea mare a magnetismului remanent selenar, ca mărime şi direcţie, i-a condus pe unii cercetători să renunţe la postulatul unui cîmp global selenomagnetic vechi. Aceştia consideră că magnetismul lunar este o manifestare a unui efect pur local, de suprafaţă, generat de procesul de impact.

Pentru o astfel de interpretare ar pleda structura turbulentă a magnetismului suprafeţei selenare, precum şi studiile asupra posibilităţii generării de cîmpuri prin căderi meteoritice. S-a arătat, astfel, că un impact meteoritic tipic, la raza meteoritului de 10 m, densitatea de 3,1 g/cm^3 şi viteza de 10 km/s, produce energii, raportate la unitatea de suprafaţă, comparabile sau mai mari chiar decît cele realizate la interacţiunea laserului cu materia solidă, cînd apar cîmpuri magnetice spontane de 10—10 000 oerstedt.

Pe de altă parte, s-a evidenţiat că pentru structura Ries din Bavaria, considerată astăzi ca fiind generată prin impact meteoritic, suevitul din jurul craterului are o magnetizare mai mare decît cea a rocilor nealterate ale fundamentului, ceea ce ar demonstra posibilitatea producerii de cîmpuri prin bombardarea meteoritică a Lunii.

Trebuie subliniat însă că, indiferent dacă a existat sau nu un cîmp magnetic primitiv selenar, pentru a explica magnetizarea foarte înaltă înregistrată de anumite roci lunare sînt necesare şi efectele unor cîmpuri locale, efemere.

Aşadar, anumite trăsături ale magnetismului selenar pot fi explicate cu ajutorul cîmpului primitiv, generat fie de un dinamo hidromagnetic care acţiona în Luna fierbinte, fie de o Lună iniţial rece (sub 800°C), dar magnetizată; majoritatea cercetătorilor admit însă ipoteza existenţei în etapele iniţiale de evoluţie a Lunii a unui dinamo hidromagnetic. Ponderea influenţei celor două surse de magnetizare (globală primitivă şi de impact) nu este însă, cel puţin pînă în prezent, elucidată.

Trebuie arătat că, de fapt nu există încă o teorie satisfăcătoare nici asupra originii cîmpului magnetic terestru, în ciuda gradului mult mai avansat de cunoaştere a structurii acestei planete, încît incertitudinile asupra cîmpului magnetic selenar apar cu atît mai mult justificate.

6.4. FLUXUL TERMIC

Primele estimări ale fluxului termic selenar au fost realizate de sovietici încă înaintea misiunilor Apollo. Aceste estimări se bazau pe studiul radiaţiei electromagnetice a Lunii. Au fost obţinute pentru fluxul termic valori de $0,7—0,95 \cdot 10^{-6}$ cal/cm$^2 \cdot$sec.

În cadrul programului Apollo s-au efectuat două măsurători directe de flux termic. Pentru aceasta în locaţia Apollo 15 au fost săpate două microforaje cu adîncimi de 1,0 m şi 1,4 m, iar în locaţia Apollo 17 două sonde de 2,3 m fiecare (Langseth et Keihm, 1975). În aceste foraje a fost introdusă o sondă termică alcătuită din opt termometre cu rezistenţe de Pt şi patru termocupluri, urmărindu-se măsurarea gradientului termic şi a conductivităţii termice (fluxul termic este produsul dintre aceste două mărimi).

Au fost realizate, de asemenea, măsurători ale temperaturii de suprafaţă, aceasta înregistrînd variaţii între 100°K (—173°C) şi 380°K (107°C), funcţie de poziţia faţă de Soare. Răspunsul termic al suprafeţei lunare a fost măsurat şi de pe Pămînt, în timpul eclipselor, interval în care suprafaţa selenară se răceşte de la o temperatură de Lună plină de cca 127°C la aproximativ —123°C (H. J. Moore, 1980). Acest experiment a dezvăluit că există o corelaţie inversă între temperatura de suprafaţă şi albedo. De exemplu, în Oceanul Procellarum, unde albedoul este scăzut, temperaturile sînt ridicate, în timp ce pe continente, temperatura este relativ scăzută iar albedoul ridicat. Există însă şi zone în care atît albedoul cît şi temperatura sînt ridicate. Aceste zone sînt legate de existenţa unor cratere mai recente. Anomaliile de temperaturi înalte par a fi

generate de dezgoliri de roci. Distribuția temperaturilor înalte este identică cu cea a mărilor tinere.

La adîncimea de 0,7 m în regolitul lunar nu se mai resimt efectele temperaturii de suprafață. Temperatura la această adîncime este de cca 253°K (—20°C), pe măsura îndepărtării de suprafață ea crescînd cu 1,3—1,75°C/m (gradientul termic).

Primii doi centimetri ai regolitului sînt caracterizați de o conductivitate termică foarte scăzută ($3{,}5 \cdot 10^{-6}$ cal/cm·grad·sec), însă cu creșterea adîncimii, conductivitatea termică crește repede, pentru ca la adîncimea de 50—230 cm să se situeze între $5{,}3 \cdot 10^{-5}$ și $1{,}23 \cdot 10^{-4}$ cal/cm··°C·sec. Această creștere apare ca rezultat al compactării solului lunar.

După interpretarea datelor s-a dovedit că fluxul termic în locația Apollo 15 este de 0,53 HFU iar în locația Apollo 17 de 0,38 HFU. Aceste rezultate sînt de același ordin de mărime cu estimările menționate la începutul acestui capitol realizate prin metoda indirectă. Pentru a realiza ordinul de mărime al acestei valori să amintim că fluxul termic mediu terestru este de $1{,}48 \cdot 10^{-6}$ cal/cm^2·sec. În mod curent fluxul geotermic se exprimă în unități de flux termic (heat flow unit; 1HFU=10^{-6} cal/cm^2·sec.).

Se pare că există o variație a fluxului termic funcție de structura geologică a suprafeței selenare. Se observă că fluxul termic a Lunii este de 3—4 ori mai mic decît fluxul termic mediu terestru. Această afirmație este departe de a constitui o certitudine pentru că două măsurători (prezentînd erori de măsură de $\pm 20\%$) în care una este mai mare decît cealaltă de 1,4 ori, nu sînt suficiente pentru a caracteriza fluxul selenar mediu.

Dacă ținem seama și de faptul că pe emisfera invizibilă grosimea scoarței este mai mare (existînd deci o concentrare mai mare de elemente radioactive potențial generatoare de căldură) se poate spune că gradul de cunoaștere al fluxului termic selenar este nesatisfăcător. Fluxul termic lunar este format aproape în totalitate pe seama căldurii radioactive.

Analiza raporturilor dintre volumele și suprafețele Lunii și ale Pămîntului arată că fluxul termic generat pe unitate de volum este mai mare pe Lună decît pe Terra.

Aceasta ar indica că în scoarța lunară există o generare mai intensă de căldură și o concentrare mai mare de elemente radioactive. Există numeroase fapte care sugerează că Luna a suferit o diferențiere profundă, însoțită de topirea scoarței și concentrarea în ea a elementelor radioactive, căldura generată de acestea fiind condusă spre suprafață și împiedicîndu-se încălzirea zonelor profunde.

Am atins astfel, problema distribuției temperaturii în interiorul Lunii, discutată de numeroși cercetători, folosind atît date de observație cît și modele teoretice.

Una din căile de estimare a temperaturii din interiorul Lunii este cea a determinării variației electroconductivității de-a lungul razei selenare. Rocile lunare au o electroconductivitate scăzută, specifică dielectricilor. Cum electroconductivitatea dielectricilor depinde puternic de temperatură, cunoașterea distribuției electroconductivității în interiorul Lunii și coroborarea acesteia cu compoziția probabilă a globului selenar permite estimarea condițiilor termice din profunzimile acestuia.

Electroconductivitatea Lunii a fost determinată cu ajutorul sondajului electromagnetic. Metoda constă în observarea răspunsului Lunii la perturbațiile cîmpului magnetic exterior (vînt solar, cîmp magnetic terestru). Primele măsurători au fost realizate cu magnetometre de pe locațiile Apollo 12, 15, 16, care au înregistrat cîmpul indus în Lună de procese nestaționare, în conjuncție cu magnetometrul satelitului Explorer 35, care a înregistrat cîmpul magnetic calm și nestaționar.

Analiza cîmpului magnetic nestaționar a dus la realizarea unor modele ale variației electroconductivității în interiorul Lunii. Cele mai riguroase determinări au fost obținute de Hood et al., 1982 (fide Jarkov, 1983). care a reușit să înregistreze semnalele cele mai lungi (adîncimea de investigație a metodei este proporțională cu lungimea semnalului electromagnetic). Rezoluția cea mai bună a fost obținută pentru adîncimi situate între 450 și 1 350 km. Pentru adîncimi mici și pentru zona centrală a Lunii, informațiile sînt mai puțin precise.

În continuare s-au făcut observații asupra variației electroconductivității cu temperatura pe diferite amestecuri de piroxeni, olivine, plagioclazi și Al_2O_3. Depen-

denţa electroconductivitate-adîncime (obţinută prin sondaj electromagnetic) a fost transformată cu ajutorul relaţiei electroconductivitate-temperatură (obţinută experimental în laborator), într-o dependenţă a temperaturii de adîncime (fig. 17 — cîmp haşurat). Curba 2 din fig. 17 a fost

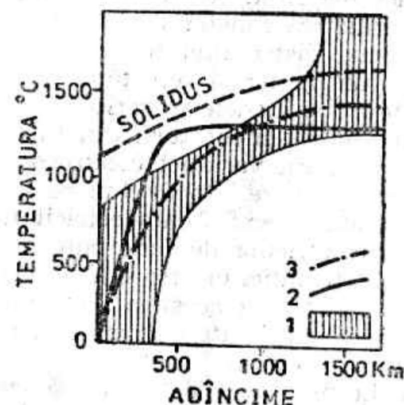


Fig. 17. Diagrama distribuţiei ipotetice a temperaturii în interiorul Lunii (după L. L. Hood et al., 1982): *1* — zonă de variaţie posibilă a *T* cu adîncimea, determinată experimental; *2* — selenotermă după Schubert et al., 1977; *3* — selenotermă după M. N. Toksöz et al., 1978.

construită de Schubert et al. (1977), pornind de la presupunerea că, în istoria Lunii, la adîncimi de peste 300 km a predominat transferul convectiv de căldură. Curba 3 (Toksöz et al., 1978) este trasată în accepţiunea că în evoluţia Lunii căldura s-a transmis convectiv în mantaua solidă policristalină. Potrivit acestor cercetători, astăzi convecţia în interiorul Lunii este slabă, ea fiind limitată la zonele profunde (la adîncimi de peste 700—800 km).

După cum se vede, atît distribuţia temperaturii determinată din electroconductivitate cît şi modelul lui Toksöz et al. se apropie, la adîncimi de peste 1 000 km, de curba de topire a bazaltului lipsit de apă (solidus), ceea ce este în concordanţă cu datele de seismologie, ce indică scăderea bruscă a rigidităţii şi a vitezelor undelor S la adîncimi de peste 1 100 km, sugerînd că estimările temperaturii nu sînt arbitrare. Nedeterminările de la adîncimi mici şi foarte mari impun însă rafinări ale determinărilor de electroconductivitate.

7. GENEZA ŞI EVOLUŢIA GEOLOGICĂ A LUNII

7.1. IPOTEZELE GENEZEI LUNII

Absenţa unei atmosfere dense şi a hidrosferei a permis conservarea caracteristicilor scoarţei selenare din zorii evoluţiei satelitului, motiv pentru care cercetarea Lunii aduce ştiinţei informaţii mult mai semnificative pentru studiul originii şi evoluţiei Pămîntului şi planetelor decît ar furniza Venus, Marte sau chiar Terra, planete în care eroziunea a şters urmele istoriei lor timpurii.

Cu toate acestea, datele încă insuficiente asupra Lunii n-au permis elaborarea unui model unic al originii sale, în plus rămînînd controversată şi problema evoluţiei scoarţei în primii 600 milioane ani ai istoriei selenare.

Majoritatea modelelor originii şi evoluţiei Lunii pornesc de la compararea chimismului rocilor lunare cu cel al meteoriţilor chondritici şi al rocilor terestre (în special bazalte), acordîndu-se o atenţie mai mică aspectelor petrologice, întrucît se consideră că acestea din urmă au fost puternic alterate de metamorfismul de impact. S-au evidenţiat, astfel, cîteva deosebiri importante dintre aceste trei categorii de formaţiuni şi anume:

— rocile lunare sînt sărăcite în elemente volatile (cu temperatură scăzută de topire) în raport cu meteoriţii chondritici: Rb, Pb, Bi, Tl, Cs, In, Hg;

— Luna are un conţinut scăzut în H_2O, CO_2, H_2S, halogeni şi alte gaze;

— există un deficit mare al Lunii în conţinutul de Fe şi alte elemente siderofile, momentul de inerţie al Lunii indicînd că nucleul metalic, în cazul în care ar exista, nu poate ocupa decît maximum 2% din masa acesteia;

— există o îmbogățire a Lunii în elemente greu fuzibile (Ca, Al, Ti, Ba, Sr, U, Th, Pt, Ir, pămînturi rare etc.).

Ipotezele asupra originii Lunii trebuie să explice aceste particularități ale chimismului globului selenar. Trebuie menționat însă că extrapolarea rezultatelor obținute pe probele lunare și a celor de spectrochimie orbitală la volumul întregii Luni este susceptibilă de interpretări subiective (fapt valabil, de altfel, și pentru estimarea chimismului interiorului Terrei). În acest context a fost pus în discuție faptul dacă rocile continentelor lunare reprezintă sau nu roci pristinice (primitive). Studii geochimice arată că majoritatea materialelor lunare continentale sînt contaminate cu material meteoritic. Există totuși un criteriu de identificare a rocilor necontaminate, acesta fiind reprezentat de concentrațiile în Ni, Co și metale nobile (Au de exemplu). Se consideră că fragmentele de roci vulcanice continentale cu dimensiuni mai mari de 1 mm sînt probabil primitive.

Au fost elaborate, de-a lungul timpului, trei grupe de ipoteze asupra originii Lunii și anume: ipoteza separării Lunii de Pămînt (sau fisiunii), ipoteza captării și ipoteza acreției.

1. **Ipoteza separării Lunii de Pămînt.** A fost avansată de astronomul G. Darwin în 1879, susținîndu-se că, datorită unei rotații inițiale rapide a Pămîntului Luna s-a desprins din acesta. E. Suess a sugerat ulterior că ruperea a avut loc în zona actualului Oc. Pacific. Această ultimă speculație nu are un suport științific, întrucît oceanele terestre actuale nu sînt mai vechi de 200 mil. ani.

Ipoteza a fost dezvoltată de Wise (1963) și O'Keefe (1966—1970). Practic aceștia arată că datorită instabilității în rotație a globului terestru, acesta s-a alungit perpendicular pe axa de rotație, protuberanța formată desprinzîndu-se și constituind Luna. Procesul ar fi avut loc după formarea nucleului terestru, ceea ce ar permite explicarea lipsei acestuia pe Lună.

Teoria separării Lunii de Pămînt nu poate explica mecanica unui astfel de fenomen. S-a argumentat astfel că planul orbitei lunare n-a coincis niciodată cu planul ecuatorial terestru, iar momentul actual al impulsului pentru sistemul P—L este de circa 2 ori mai mic decît cel

necesar pentru separarea rotațională în discuție. Pe de altă parte, nu este posibilă o separare lină a Lunii de Pămînt datorită unei instabilități rotaționale a Terrei. În acest ultim caz nu s-ar produce o separare a unei Luni unitare, ci o ejectare a unei părți a materialului terestru, care, la viteze mai mari decît cele de evaziune, s-ar îndepărta de Pămînt, iar la viteze mai mici s-ar prăbuși pe Pămînt.

Desprinderea Lunii de Pămînt nu ar fi fost facilitată nici în cazul în care acesta din urmă ar fi fost neomogen. În această ipoteză s-a propus chiar că separarea s-a făcut după diferențierea Pămîntului, învelișul exterior al acestuia fiind responsabil de diferențele dintre chimismul celor două corpuri planetare. Există însă date geochimice care contrazic o astfel de explicație și anume raportul FeO/MgO diferit.

2. **Ipoteza captării.** Aceasta presupune captarea din spațiul cosmic a unei Luni mature, ca rezultat al atracției mareice exercitate de Pămînt. O astfel de apariție a satelitului nostru natural ar explica diferențele de chimism dintre aceasta și Terra, presupunîndu-se formarea Lunii în altă zonă a sistemului solar, de exemplu în zona asteroizilor sau a lui Mercur.

Trebuie subliniat însă că masa Lunii este de două ori mai mare decît masa tuturor asteroizilor iar densitatea sa este mai mică decît a acestora. Cameron (1973) a sugerat formarea Lunii în jurul lui Mercur și captarea sa ulterioară de către Terra. Studiul izotopic al oxigenului din probele lunare indică însă existența unor similitudini cu cel terestru, ceea ce sugerează formarea celor două corpuri în aceeași zonă a sistemului solar (oxigenul este cel mai răspîndit element atît în rocile lunare cît și în cele terestre).

Probabilitatea captării Lunii de către Pămînt este mică, deoarece pentru ca acest fenomen să aibă loc este necesar ca înaintea captării Luna să fi avut o orbită apropiată de a Pămîntului. Se impun, de asemenea, restricții asupra formei orbitei și a vitezei satelitului. Se consideră însă că atracția (frecarea) mareică este prea mică pentru a determina captarea Lunii de către Pămînt.

3. Ipoteza acreției (acumulării). Ipoteza care întrunește adeziunea celor mai mulți cercetători este cea a acreției (acumulării), aceasta cunoscînd numeroase variante, în special după publicarea datelor misiunilor Apollo. Comun tuturor acestor variante este acceptarea formării Lunii și Pămîntului dintr-un nor de corpuri și particule prin aglomerarea acestora și apariția, în condiții specifice, a două planete.

Ipoteza formării împreună a Lunii și Pămîntului a fost elaborată de O. I. Schmidt (1950—1959). Potrivit savantului sovietic, Luna s-a acumulat în apropierea Pămîntului dintr-un nor circumterestru de corpuri și particule, Terra formîndu-se la rîndu-i dintr-un nor circumsolar. Ciocnirile neelastice dintre particulele din roiul circumsolar au dus la acumularea acestora și plasarea lor în cîmpul gravitațional al Pămîntului, formînd un roi circumterestru. Particulele roiului circumterestru s-au acumulat rapid și au format Luna, simultan continuînd și acreția Pămîntului. Acest model al genezei Lunii surmontează dificultățile cinematice întîmpinate de ipotezele expuse anterior, dar nu poate explica diferențele de chimism dintre Lună și Pămînt. Pentru satisfacerea acestei cerințe au fost formulate numeroase rafinări ale acestui model. Aceste modele modificate, trebuie să satisfacă și condițiile termice inițiale ale Lunii, așa cum rezultă acestea din datele expedițiilor Apollo.

Descoperirea faptului că rocile de pe continentele lunare sînt mult mai vechi decît bazaltele marine, precum și considerații petrologice sînt indicii că anortozitele selenare sînt formate prin diferențierea învelișurilor externe ale Lunii. Datările radioactive arată că cele mai vechi roci lunare au 4,51 miliarde de ani, în timp ce pentru vîrsta Lunii este admisă valoarea de 4,55 miliarde ani. Scurtul interval de timp scurs între formarea Lunii și inițierea procesului de consolidare a scoarței (4,46 miliarde ani) impun ca Luna să fi fost inițial suficient de fierbinte pentru a face posibilă topirea sa parțială (sau totală), urmată de diferențierea învelișurilor externe.

Această diferențiere timpurie cere o temperatură inițială înaltă sau o topire rapidă, imediat după formare, aceasta fiind o condiție limitatoare suplimentară pe care

Tabelul 9. **Compoziția chimică a scoarței lunare și a întregii Luni comparativ cu a mantalei terestre** (după S. R. Taylor, 1979)

Componenți %	Scoarța lunară	Întreaga Lună	Mantaua terestră
SiO_2	45	42	45
TiO_2	0,56	0,40	0,16
Al_2O_3	24,6	8,0	3,3
FeO	6,6	12,0	8,0
MgO	8,6	31,0	40
CaO	14,2	6,0	2,6
Na_2O	0,45	0,1	0,2
K g/tonă	600	80—100	150
U g/tonă	240	30—40	15
Th g/tonă	900	120—150	60

trebuie s-o satisfacă orice model al genezei Lunii. Ipotezele pre-Apollo care admiteau, bazîndu-se pe modelul chondritic, formarea unei Luni inițial rece și încălzirea sa ulterioară pe baza dezintegrării elementelor radioactive, nu pot explica topirea stratelor externe ale Selenei în mai puțin de 100 milioane de ani de la apariția sa. Concentrațiile de elemente radioactive din chondrite n-ar fi permis o topire a Lunii decît acum 2—3 miliarde de ani.

În categoria ipotezelor formării Lunii „la rece" se încadrează și concepția lui Ringwood (1966). Acesta presupune că la început Luna s-a acumulat din materialul evaporat în atmosfera Pămîntului. În perioada acreției și încălzirii Pămîntului, Fe rămînea pe Terra, iar SiO_2, Mg și compușii volatili treceau în atmosferă. Silicații de Mg și silicea s-au acumulat înaintea volatilelor, formînd planetoizi. Acreția Lunii s-ar fi făcut la temperaturi mici, dintr-un amestec de silicați de Mg, lipsiți de Fe, a acestor planetoizi inițiali. Produsul final ar fi fost sărăcit în U, Th, Ca și Al.

Au apărut astfel modele care admit formarea unei Luni inițial fierbinte, căldura necesară avîndu-și originea în energia gravitațională rezultată din acreție. Pentru ca această energie să nu se disipe este necesară acumularea rapidă a satelitului. Au fost presupuse astfel, perioade de acreție mergînd de la sute de ani (Toksöz et al., 1972), la

10^8 ani (școala sovietică). Se pare că, acreția lunară nu putea depăși 10 000 ani, pentru a satisface aceste condiții termice.

S-au făcut încercări de a se explica diferențele de chimism dintre Pămînt și Lună prin *acreția neomogenă* a Lunii. Astfel, Wood (1973) consideră că Luna s-a acumulat mai întîi din material chondritic, peste acesta acumulîndu-se ulterior material bogat în Ca și Al (scoarța).

Idei asemănătoare au dezvoltat Ringwood (1970) și Gast (1974), care presupun că interiorul Lunii este îmbogățit în volatile în raport cu învelișurile externe, fapt datorat acreției heterogene. Corelațiile bune între rapoturile dintre elementele volatile și nevolatile din rocile continentale și bazaltele marine arată însă că acreția a fost omogenă. În momentul de față predomină concepția potrivit căreia scoarța selenară s-a format prin diferențierea unei părți importante a Lunii (sau a întregii Luni), materialul fiind inițial omogen, în timp ce bazaltele marine ar fi produse de o diferențiere mai tîrzie a acestui material, după separarea scoarței.

Anderson (1975) realizează o analiză detaliată a problematicii genezei Lunii și, după o trecere în revistă a tuturor posibilităților prin care s-ar fi putut forma, ajunge la concluzia, exprimată și anterior (1973), că acreția Lunii a avut loc dintr-un condensat de temperatură înaltă, în special din material care a condensat dintr-un nor protoplanetar în curs de răcire, înainte de condensarea Fe. Se pare că acreția se desfășura simultan cu condensarea, acumularea materialului lunar fiind concurată de cea a unui corp mai mare, cu o poziție mai favorabilă — Pămîntul, elemente suficiente să explice diferențele de chimism dintre cele două planete.

Un model amănunțit al formării Lunii este cel furnizat de Vinogradov (1975) care consideră că norul protoplanetar a fost destul de omogen. Geochimistul sovietic consideră că problema formării Lunii nu poate fi abordată decît luînd în discuție apariția sistemului L—P. Acreția Lunii a fost puternic influențată de prezența în proximitatea sa a unui corp director mai mare. Acest corp putea fi Soarele sau Pămîntul. În primul caz este greu de explicat cum a părăsit Luna orbita circumsolară; de

aceea, autorul optează pentru creșterea Lunii în apropierea Pămîntului.

Faptul că Luna este îmbogățită în elemente greu fuzibile în raport cu meteoriții chondritici este explicat prin diferențele dintre temperaturile din centrele de acreție ale Pămîntului și Lunii. În centrul de acreție al Lunii temperatura vaporilor și gazelor din norul protoplanetar era mai ridicată (1 500—2 000°C) decît în centrul de acumulare al Pămîntului. Această temperatură mai ridicată s-ar putea datora faptului că materialul lunar a început să condenseze înaintea celui terestru, sau altor cauze cu acțiune locală.

Nucleul Pămîntului s-a format din faza de vapori a norului protoplanetar, condensînd la temperaturi sub 1 500°C. Un rol deosebit l-a jucat puternicul cîmp magnetic din norul protoplanetar, care a selectat particulele feromagnetice de dielectrici. Particulele de Fe s-au unit prin ciocniri, rezultînd fragmente mari, asemănătoare cu cele ale meteoriților de Fe-Ni (de sute de tone), formînd nucleul planetelor. Vinogradov nu împărtășește ideea diferențierii globale a planetelor, ci consideră că în momentul acumulării mantalei din silicați a Pămîntului, nucleul exista deja. Luna n-ar fi avut un nucleu metalic, ideea fiind unul din postulatele teoriei lui Vinogradov. Îmbogățirea în elemente greu fuzibile, deficitul în siderofile și absența componenților volatili se pot explica printr-un proces unic de acreție a două corpuri planetare, formate ca urmare a apariției aproape simultan a două centre de acumulare apropiate spațial: Pămîntul cu nucleu metalic și Luna fără nucleu.

Temperatura de condensare a materialului lunar fiind mai mare (circa 2 000°C), au condensat preponderent oxizii elementelor greu fuzibile. S-au format, astfel, particule solide sub formă de praf, înconjurate de gaze și vapori foarte fierbinți. Un proces asemănător se petrece și în centrul de acreție al Pămîntului, fie într-un timp mai scurt, fie la o temperatură mai mică.

În procesul de acreție a Lunii condensează elementele greu fuzibile, oxizii lor, și are loc (datorită temperaturilor relativ ridicate) o pierdere a apei, gazelor și alcaliilor ușor volatile, care s-au îndreptat spre Pămînt. Pe

măsura coborîrii temperaturii în norul protoplanetar, în jurul Lunii condensează Fe metalic, care, sub influența cîmpurilor gravitațional și magnetic ale Pămîntului, era captat de către Terra; masa Pămîntului crește mult mai repede decît a Lunii, Terra începînd să influențeze puternic acreția Selenei. Datorită presiunii mici a O_2 elementele siderofile au fost solvite de Fe, o parte din ele fiind pierdute de către Lună, odată cu acesta.

Scăderea în continuare a temperaturii face ca Luna să se plaseze în condiții similare cu ale Pămîntului. Procesul de acreție scade în intensitate și se oprește. Vinogradov (1975) exclude posibilitatea ca materialul primar al Lunii să fi fost de tip chondritic. Estimările diferitor geochimiști asupra ponderii materialului de tip chondritic în materia protolunară variază de la 0 la 31%. Așadar, ideea centrală a acestui model este acreția Lunii sub influența directă a prezenței în proximitatea sa a unui Pămînt în creștere. Formarea Lunii dintr-un condensat de temperatură înaltă este argumentată, de asemenea, și de Grossman (1975).

E. M. Ruskol (1975) consideră că în stadiul activ de formare a Pămîntului, în jurul său se afla un roi satelit de corpuri mici și particule, acestea alcătuind materia protolunară. Anterior aceste corpuri și particule se mișcau pe orbite heliocentrice, dar ca urmare a ciocnirilor neelastice din apropierea Pămîntului născînd, o parte a acestor particule a trecut pe o orbită geocentrică. Cum densitatea norului circumterestru era mai mare la distanțe mici de Pămînt probabilitatea trecerii particulelor pe orbite geocentrice era mai mare la ciocnirile din această zonă mai densă. În această schemă Luna reprezintă produsul final al acumulării prin ciocniri a particulelor și corpurilor roiului satelit. Diferențele de chimism dintre Pămînt și Lună s-ar datora faptului că între acumularea celor două corpuri a existat o întîrziere de $5 \cdot 10^7$—10^8 ani. Timpul de 10^8 ani caracterizează durata de disipare a gazelor ușoare din masa planetelor din grupa Pămîntului sub influența vîntului solar.

Prin ciocnirea particulelor solide cu viteze de cîțiva km/s o mare parte din materie se vaporizează, în special cea alcătuită din componenți cu temperaturi mici de topire

și componenți volatili (H_2O, Pb, Bi, Tl, In etc.), aceștia fiind parțial îndepărtați spre periferia roiului de către vîntul solar.

Acest fenomen se petrecea și în apropierea Pămîntului în creștere, dar cîmpul său gravitațional mult mai puternic (creșterea Pămîntului începînd înaintea Lunii) împiedeca pierderea componenților volatili.

Deficitul în Fe al Lunii ar fi determinat de un proces de sortare a particulelor la captarea acestora în roiul circumterestru și, legat de aceasta, îmbogățirea Lunii în silicați în raport cu Fe, existînd probabil o creștere treptată a conținutului de Fe și metale în corpurile mai mari și o scădere a conținutului de silicați. În acest fel există condiții să se creadă că norul circumterestru era mai bogat în silicați prin predominarea captărilor fracțiunii mici a corpurilor.

Temperatura inițială mare a Lunii a putut fi furnizată, potrivit lui Ruskol (1975), de ciocnirea a 2—3 sateliți protolunari mari. Energia lor a fost suficientă pentru a ridica temperatura cu cîteva sute de grade, iar acumularea Lunii prin aceste ciocniri ar fi fost foarte rapidă (circa 1 oră), oferind astfel premisele diferențierii materialului lunar și apariția structurii heterogene a crustei.

Un scenariu de evoluție asemănător dezvoltă și Kaula (1975), acesta acordînd o semnificație importantă neomogenității norului circumterestru, datorată, în parte, selectării particulelor feroase în apropierea Pămîntului și a celor silicatice în zona norului protolunar, acesta din urmă fiind mai bogat în feldspați plagioclazi decît în silicați magnezieni.

O interesantă variantă a ipotezei acreției aparține lui J. Öpik (1972), care consideră că un corp planetar mare, deplasîndu-se pe o orbită geocentrică apropiată de cea parabolică și ajungînd într-o poziție orbitală critică (limita Roche), s-ar fi sfărîmat în fragmente datorită atracției mareice. Corpul planetar inițial ar fi putut fi constituit din planeta Phaeton prin a cărei dezagregare s-ar fi format asteroizii de astăzi. Fragmentele emisferei îndreptate spre Pămînt au fost captate pe o orbită eliptică geocentrică, iar cele ale emisferei opuse au fost pierdute; în primul caz fragmentele s-ar fi putut uni (ieșind din limita Roche)

în unul sau mai multe corpuri. Öpik admite posibilitatea formării cîtorva protolune, de exemplu 6, care s-au unit apoi, ciocnirile acestora generînd temperatura inițială mare a Lunii. Acest model reprezintă o îmbinare între ipoteza captării și cea a acreției. Wood și Mitler (1974) duc mai departe această ipoteză și presupun că a existat o succesiune repetată de distrugeri de planete în limita Roche, de fiecare dată jumătate din volumul acestora fiind captat de Pămînt și contribuind la acumularea Lunii (de unde exprimarea plastică a autorilor: „jumătate de pîine este uneori mai bună decît una întreagă"). Cameron și Ward (1977) au dezvoltat o teorie, după care, Pămîntul, în stadiile timpurii ale formării sale, ar fi fost lovit tangențial de un corp planetar de dimensiunile lui Marte, la viteze de circa 11 km/s. Impactul ar fi produs vaporizarea unei cantități mari de material, care condensînd parțial pe o orbită geocentrică a format ulterior, prin acreție, Luna. Temperaturile mari generate de impact au determinat pierderea în spațiu a elementelor volatile, în timp ce elementele greu fuzibile au condensat imediat pe orbita circumterestră; în acest mod, după autori, materialul protolunar va fi sărăcit și respectiv îmbogățit în aceste elemente.

Merită menționate, în final, și cîteva considerații făcute de Jarkov (1983) asupra naturii corpurilor ce au participat la acreția Lunii. Astfel el afirmă că scurtul interval scurs între formarea Lunii și cristalizarea scoarței impune ca acreția să se fi realizat din corpuri de dimensiuni asteroidice (de la kilometri la sute de kilometri), avînd interiorul fierbinte. Pentru ca aceste corpuri să nu se fi răcit în intervale de timp de sute de mii de ani, ele trebuiau să aibă o structură afînată, prăfoasă, caracterizată prin conductivități termice scăzute. Se discută, de asemenea, problema încălzirii acestor planetoizi cu ajutorul căldurii rezultate din dezintegrarea elementelor radioactive cu perioadă mică de înjumătățire cum ar fi Al^{26} radioactiv, urmele căruia se găsesc în materia meteoriților sub forma izotopului Mg^{26} (perioada de înjumătățire a Al^{26} este aproximativ de 0,7 milioane ani).

În concluzie, se pare că ipoteza acreției este cea mai apropiată de realitate, diferitele sale variante explicînd în bună măsură diferențele de chimism dintre Pămînt și Lună. Se observă apoi că majoritatea cercetătorilor acordă o importanță deosebită influenței exercitate de cîmpul gravitațional al Pămîntului în creștere, asupra procesului de acumulare a materiei protolunare.

7.2. PROCESUL DE DIFERENȚIERE A MANTALEI ȘI SCOARȚEI SELENARE

Astăzi este aproape unanim admis faptul că structura actuală a Lunii este rezultatul unei diferențieri importante suferite de învelișurile externe ale satelitului terestru. Această diferențiere a avut loc ca urmare a topirii unei părți importante din volumul Lunii, din această topitură separîndu-se crusta selenară. Pentru acea parte a Lunii care s-a constituit ca sursă pentru cristalizarea scoarței și a mantalei superioare a fost introdus conceptul „Ocean de magmă", acesta reprezentînd o calotă sferică cu grosimi de 200—400 km în care materialul lunar era topit. Adîncimea „Oceanului de magmă" ar fi putut atinge 500 km, discontinuitatea seismică din baza mantalei superioare, definindu-i limita inferioară.

Materialul „Oceanului de magmă" cuprindea o mare parte din volumul Lunii (o calotă sferică de 360 km grosime ocupă 1/2 din volumul Lunii).

Un rol important în înțelegerea mecanismului de separare a crustei anortozitice din „Oceanul de magmă" l-a jucat așa-numita anomalie a Europiului. Anomalia Europiului reprezintă măsura îmbogățirii sau sărăcirii în acest element, în comparație cu elementele (pămînturile) rare vecine, Sm și Gd.* S-a observat că acest element este supraabundent în rocile continentale și subabundent în bazaltele marine. Această anomalie a sugerat că a existat o separare gravitațională a materialului ultramafic, sursă a rocilor marine, drept cumulus (acumulare de cristale dintr-o magmă, acestea nefiind modificate de cristalizarea ulterioară) dintr-o magmă în care plagioclazii cristalizeseră

* Normalizate după compozițiile din chondrite.

deja și extrăseseră Eu (plagioclazii au în rețeaua cristalină Ca, care poate fi substituit de către Eu, ambele elemente avînd raze ionice apropiate).

În cele ce urmează vom prezenta acest proces după Smith (1982 — fide Jarkov, 1983) și Taylor (1978 — fide Jarkov, 1983), surprins sugestiv și în fig. 18. Se presupune că în timpul cristalizării „Oceanului de magmă", topitura de Fe—FeS, în cantități de sub 2%, s-a separat continuu sub formă de dezamestec din lichidul silicatic, coborînd, datorită densității mari, spre centrul Lunii. Cristalizarea olivinelor începe cu cele magneziene (fig. 18, punctul *A*), dar, pe măsura îmbogățirii topiturii reziduale în Fe, ultimele olivine cristalizate vor include și acest element, devenind mai dense, ceea ce duce la apariția unei instabilități gravitaționale a coloanei de cristale în magma rămasă. Ca urmare, materia mai densă se va deplasa spre interiorul Lunii. Un fenomen asemănător se petrece la cristalizarea piroxenilor (începută în punctul *B* — fig. 18) ce debutează cu specii magneziene și se termină cu piroxeni îmbogățiți în Fe și Ca.

Feldspații plagioclazi încep să cristalizeze în punctul *C'*, cînd concentrațiile de Ca, Al și Si în topitura reziduală ating un nivel destul de înalt și se îmbogățesc treptat în Na și K, pe măsura creșterii ponderii acestor elemente în topitura reziduală.

Acești feldspați plagioclazi (greutate specifică=2,7 g/cm^3) trebuie să plutească în topitura îmbogățită în Na și K și lipsită de apă, deplasîndu-se spre suprafața Lunii pentru a intra în componența scoarței anortozitice. O parte a plagioclazilor va fi însă blocată de cristalizarea piroxenilor și olivinelor. Zona de separare dintre materialul ce flota în „Oceanul de magmă" și cel ce s-a scufundat ar putea fi astăzi discontinuitatea seismică din baza crustei.

Spre deosebire de Lună, pe Pămînt prezența în topitură a unei cantități mici de apă a dus la scufundarea feldspaților plagioclazi, eliminîndu-se posibilitatea apariției unei cruste anortozitice timpurii.

Formarea crustei selenare a fost influențată de mărimea gravitației, știut fiind că plagioclazii nu rezistă la presiuni mari. Pe Pămînt cîmpul gravitațional mai intens

ar fi restrîns la maximum 50 km grosimea unei potențiale cruste anortozitice (Wood, 1975).

Datorită faptului că Ti intră greu în cristalele de olivină și numai parțial în piroxeni, ilmenitul ($FeTiO_3$)

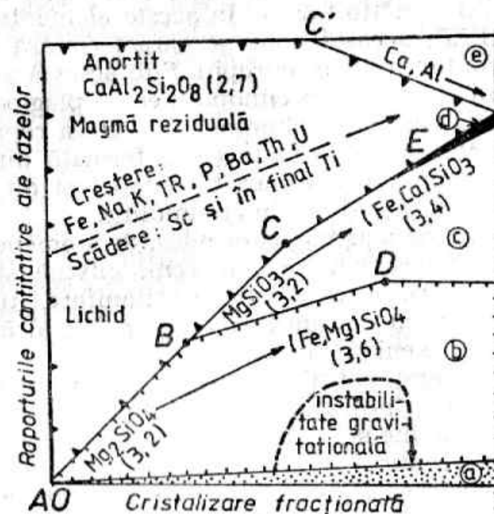


Fig. 18. Schema ipotetică a cristalizării „Oceanului de magmă" în procesul de diferențiere a scoarței și mantalei selenare (după J. V. Smith, 1982 din Jarkov, 1983): *a* — cîmp de separare și acumulare continuă prin dezamestec a Fe și FeS; *b* — zonă de mișcare convectivă a olivinelor; *c* — zonă cu piroxeni în suspensie; *d* — zona de formare și decantare a ilmenitului ($FeTiO_3$) cu densitate ridicată (4,7 g/cm^3); e — zona cu plagioclazi, conținînd Europiu.

cristalizează abia în final, alături de alte faze minore, conținînd P, Zr, U ș.a.

Bazaltele marine își au originea în mantaua superioară a Lunii, la adîncimi de 100—400 km. Ele sînt formate după cristalizarea scoarței și mantalei superioare, magma sursă rezultînd din topirea parțială sub acțiunea căldurii radioactive.

În baza crustei anortozitice s-a format o topitură reziduală puternic diferențiată, îmbogățită în elemente care n-au putut intra nici în plagioclazii de deasupra, nici în silicații de Fe și Mg de dedesubt. Această zonă subțire, de maximum 2 km, cu conținuturi ridicate în K, TR, U, Ba, Zr ș.a., a constituit sursa în aceste elemente a rocilor de tip KREEP; această zonă se caracterizează printr-un minim al conținutului în europiu. Sub această zonă se situa o pătură alcătuită din clinopiroxeni și plagioclazi, constituind sursa bazaltelor aluminoase, acestea reprezentînd, în mare parte, orthocumulate (rocă formată din acumularea de cristale sub acțiunea gravitației și din produșii de cristalizare ai lichidului intercumulus).

„Oceanul de magmă“ cuprindea, de asemenea, o zonă conținînd clinopiroxeni, ortopiroxeni, olivină și ilmenit, din care-și au sorgintea bazaltele titanifere, urmată de zona bazaltelor cu conținuturi mici în Ti, alcătuită din olivine, ortopiroxeni și clinopiroxeni.

Sticlele verzi, constituind cele mai primitive și mai adînci roci lunare probate, și-ar avea originea într-o zonă alcătuită din olivine și ortopiroxeni. Această zonă este cea mai puțin diferențiată din cadrul „Oceanului de magmă“.

La partea bazală a „Oceanului de magmă“ se situa o zonă conținînd în principal olivine, zonă ce-și are originea în fenomenul de creștere cumulată (creștere continuă a cristalelor de cumulus dintr-un lichid de aceeași compoziție, în așa fel încît cristalele sînt nezonate, procesul reducînd cantitatea de lichid intercumulat).

Sub „Oceanul de magmă“, mantaua medie a Lunii se afla probabil în stare solidă, ea nefiind atinsă de diferențierea magmatică și conservînd compoziția inițială medie a Selenei.

Această zonalitate a „Oceanului de magmă“ a condus probabil și la o succesiune conformă de extrudere a diferitelor tipuri de bazalte, începînd cu bazaltele aluminoase și terminînd cu cele slab titanifere, fără ca o astfel de regularitate să reiasă foarte clar din determinările de vîrstă absolută.

Trebuie menționat însă că ideea diferențierii magmatice a Lunii cu ajutorul modelului reprezentat de „Oceanul de magmă“ se lovește de cîteva dificultăți, acesta constituind, ca orice model, o simplificare a unei realități mult mai complexe.

Astfel, anumite polarizări ale compoziției materialului crustal, între anortozite ferifere și roci mafice magneziene, sugerează că n-a existat o singură sursă de material și că scoarța lunară primitivă n-a fost un ocean ci un sistem de „lacuri de magmă“. O altă explicație propusă pentru această neașteptată intervenție a rocilor mafice în compoziția crustei a fost intruderea din manta, după cristalizarea anortozitelor, a unor plutoni bogați în Mg.

Unii cercetători (Taylor, Jakeš, 1975; Wood, 1975) acordă o importanță deosebită craterizării timpurii, care ar fi modificat compoziția materialului crustal. Impactele din faza finală a procesului de acreție au retopit anortozitele scoarței, care s-au amestecat cu magma reziduală de dedesubt, modificîndu-i compoziția și generînd gabbrouri anortozitice.

Wood (1975) consideră că după formarea litosferei lunare, părți ale crustei anortozitice s-au scufundat în mantaua selenară datorită convecției termice. La adîncime materialul crustal s-a topit, din această topitură rezultînd roci de tip KREEP. Rocile KREEP ar putea fi privite ca analoage ale andezitelor terestre! Diferitele concentrații ale componenților KREEP în rocile ce au primit acest acronim se datorează fie diluării materialului KREEP în drumul magmei spre suprafață, fie impactului meteoritic. De altfel, o parte a acestor roci este suspectată a fi contaminată cu material meteoritic. Originea magmatică a acestor roci nu este sigură, ele putînd constitui și metamorfite de impact.

7.3. DIVIZAREA STRATIGRAFICĂ A EVOLUȚIEI LUNII

7.3.1. PRINCIPIILE STRATIGRAFIEI SELENARE

Principiile stratigrafice selenare sînt, în esență, identice cu cele ale stratigrafiei terestre. Cu toate acestea, gradul redus de cunoaștere directă a suprafeței selenare și

craterizarea intensă a acesteia au impus cîteva particularități metodelor de determinare a vîrstelor relative ale terenurilor.

Principalul criteriu de stabilire a vîrstelor relative este, ca și în stratigrafia terestră, cel al superpoziției. De exemplu, în cazul în care depozitele de maria acoperă depozite de cratere rezultă că formarea mării este ulterioară craterului. Suprapunerile dintre două pături de ejecta de crater arată care dintre aceste cratere este mai tînăr.

Un alt criteriu este cel al intersecției, el fiind utilizat în cazul întretăierii dintre crestele inelare ale bazinelor sau al unor elemente structurale care secționează atît mările cît și zonele continentale.

De o importanță deosebită însă se bucură analiza morfologică și statistică a craterelor, cu ajutorul căreia se pot stabili vîrstele relative ale diferitelor cratere, iar uneori și a suprafețelor craterizate. Analiza suprafețelor craterizate urmărește stabilirea gradului de modificare a acestora. Stabilirea vîrstelor relative pe baza studiului morfologic și statisticii frecvenței craterelor se face prin mai multe metode, ale căror principii de bază le vom expune în cele ce urmează.

Morfologia craterelor mici (Trask, 1971). Această metodă se bazează pe faptul că craterele vechi sînt mai puțin reliefate, au fundul umplut cu material și creasta erodată, în timp ce craterele mai noi sînt mai abrupte.

Morfologia craterelor mari (peste 3 km). Metoda pornește de la ideea că la același diametru craterele vechi sînt mai puțin adînci decît cele tinere.

Relația mărime-frecvență. În cazul acestui procedeu se numără toate craterele primare cu diametrul mai mare decît cel al stării staționare (vezi mai jos metoda D_L). Suprafețele mai vechi pot fi identificate prin numărul mai mare de cratere.

Metoda D_L (Boyce, Moore, 1980). Pornește de la faptul că producerea continuă de cratere pe suprafața selenară conduce la apariția unui număr mai mare de cratere mici, fapt determinat de relația inversă mărime-frecvență pentru proiectilele spațiale.

Valorile D_L (în m) sînt de fapt valori de vîrstă relativă, ele fiind mai mari pe suprafețele mai vechi. Calibrarea metodei prin compararea valorilor D_L cu vîrstele absolute determinate pe probele lunare a condus la rezultate surprinzătoare. S-a observat că în Oceanul Procellarum există suprafețe mari mai tinere decît 3,2 miliarde ani (cele mai recente bazalte aduse pe Pămînt). Aceasta ar indica că vulcanismul a continuat pe Lună cca 600 milioane de ani după această dată (pînă acum cca 2,5 miliarde ani).

Stratigrafia selenară cuprinde 5 sisteme: pre-Nectarian, Nectarian, Imbrian, Eratosthenian și Copernican; subdivizarea în serii a putut fi realizată numai pentru Imbrian (v. tabelul 10).

7.3.2. SISTEMUL PRE-NECTARIAN

Pre-Nectarianul cuprinde intervalul de timp scurs între formarea prin acreție a Lunii (4,55 miliarde ani) și apariția prin impact a bazinului Nectaris (circa 3,92 miliarde ani).

Acest interval de timp din istoria Lunii este mai puțin cunoscut („lacuna Wasserburg"), în special datorită bombardamentului intens cu meteoriți și unui presupus vulcanism foarte activ. Materialele pre-nectariene au fost supuse unor modificări în perioadele geologice ulterioare, astfel că misiunile Apollo n-au probat nici o formațiune „stratotip" pentru acest sistem, ci numai claste, prezentînd această vîrstă în cadrul unor depozite mai recente, reciclate. Conținutul mare în elemente siderofile al depozitelor de origine pre-nectariană indică că în această perioadă de timp rata de impact era deosebit de ridicată.

Imediat după formarea Lunii, sau chiar simultan cu acest eveniment are loc diferențierea învelișurilor externe prin apariția „Oceanului de magmă" și formarea unui ipotetic nucleu de Fe—FeS în care, prin mecanismul dinamo-ului hidromagnetic, a fost generat cîmpul magnetic selenar.

Durata diferențierii n-a fost stabilită. Crusta s-a solidificat probabil acum 4,4 miliarde ani (Taylor, McLennan, 1988), simultan avînd loc și cristalizarea mantalei superioare. Se pare că între 4,4—4,2 miliarde ani, bom-

Tabelul 10. **Vîrstele absolute ale unor roci corespunzătoare subdiviziunilor stratigrafice lunare**
(după D. E. Wilhelms, 1987)

Sistem, serie	Tipuri de rocă, zone	Proveniența probelor	Vîrstă miliarde ani
COPERNICAN	Craterul Tycho	Apollo 17	0,109
	Craterul Copernicus	A 12	0,810
ERATO-STHENIAN	Curgeri bazaltice	A 12	3,16
IMBRIAN SUPERIOR	Bazalte olivinice	A 15	3,26
	Sticlă piroclastică	A 15	3,30
	Bazalte feldspatice	Luna 16	3,40
	Bazalte bogate în Ti, K	A 11	3,57
	Sticlă piroclastică	A 17	3,64
	Bazalte bogate în Ti, K	A 11	3,67
	Bazalte bogate în Ti, K	A 11	3,79
	Bazalte bogate în Ti, K	A 11	3,84
IMBRIAN INFERIOR	Bazalte bogate în TR*	A 15	3,85
	Ejecta-bazin Imbrium	A 14; A 15	3,85
NECTARIAN	Bazin Crisium	L 20	3,84
	Bazin Serenitatis	A 17	3,87
	Bazin Nectaris (anortozite-fragmente)	A 16	3,92
PRE-NECTARIAN	Norite, troctolite	A 15; A 17	4,17—4,54

* TR — pămînturi rare.

bardamentul meteoritic intens a menținut scoarța (solidă sau doar spongioasă) într-un amestec continuu cu materialul asteroidic.

Răcirea treptată a învelișului extern al Lunii a dus la o îngroșare continuă a litosferei și corespunzător la deplasarea astenosferei (a zonei de convecție) spre interiorul Lunii.

Este posibil ca asimetria crustei lunare să dateze din pre-Nectarian, fapt ce ar demonstra că încă din stadiul final de acreție a Lunii, ea s-a aflat într-o stare de rotație sincronă, îndreptînd spre Pămînt emisfera cu scoarță subțire. Cei mai mulți cercetători atribuie asimetria topografică a Lunii bombardamentului cu planetoizi; există însă și ideea că asimetria scoarței se datorează atracției mareice exercitate de Pămînt, cînd Luna s-ar fi aflat mult mai aproape de acesta (Sukhanov, Trifonov, 1974).

Wilhelms (1987) consideră că în pre-Nectarian impactul asteroidic a generat cca 30 de bazine, printre care și cele două bazine gigant: Procellarum și Polul Sud-Aitken. Împreună, aceste două bazine au excavat cca 40% din suprafața Lunii, materialul ejectat acoperind probabil cea mai mare parte a acesteia, formînd, totodată, creste inelare cu diametre de pînă la 2 500 km.

Alături de bazine se formau cratere, impactul ducînd la o fisurare a scoarței pe o grosime greu de precizat. După Schmidt (1975) acum 4,1 miliarde ani s-ar fi format un megaregolit cu o grosime de cca 10 km, scoarța fiind fisurată pînă la 25 km adîncime (scoarța „tulburată" fiind delimitată astfel, de discontinuitatea seismică de la 20 km adîncime). Impactele asteroidice n-au atins, probabil, mantaua.

Pre-Nectarianul corespunde și timpului de cristalizare a pristinelor ANT și rocilor KREEP, acestea din urmă îmbogățindu-se în componenții ce le definesc, la trecerea magmei prin stratul subcrustal subțire format de soluția reziduală a „Oceanului de magmă".

Deși nici misiunile Apollo și nici stațiile automate Luna n-au atins suprafețe acoperite de depozite pre-nectariene, acestea au fost separate cartografic prin metode fotogeologice, ele situîndu-se în cea mai mare parte pe emisfera invizibilă și în partea sudică a celei vizibile (fig. 19.20).

Descifrarea stratigrafiei continentelor lunare este o problemă încă departe de a fi considerată rezolvată, întrucît repetatele reluări ale materialului crustal prin impact și vulcanism fac imposibilă stabilirea unei succesiuni litostratigrafice sigure, aceasta cu atît mai mult cu cît pe emisfera invizibilă nu există nici un punct de cunoaștere directă.

Este posibil ca depozitele pre-nectariene să includă și vulcanite, iar în cazul în care s-ar fi format mări, acestea nu s-ar fi putut conserva, fiind distruse ulterior de bombardamentul intens cu meteoriți.

Taylor și McLennan (1988) exclud posibilitatea ca scoarța terestră primitivă să fi fost anortozitică sau acidă.

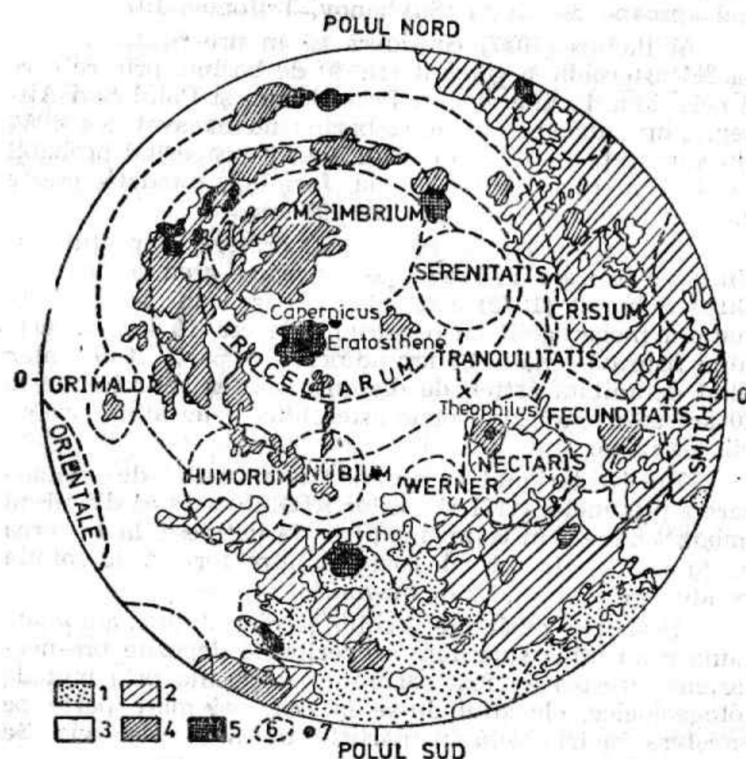


Fig. 19. Harta geologică a Lunii — emisfera vizibilă (după D. E. Wilhelms, 1987): *1* — Pre-Nectarian; *2* — Nectarian; *3* — Imbrian; *4* — Eratosthenian; *5* — Copernican; *6* — bazine și mări; 7 — cratere.

Modelul lunar de diferențiere prin flotare a plagioclazilor nu a putut funcționa pe Pămînt, datorită prezenței apei, crusta timpurie fiind bazaltică sau komatiitică (ultramafică). Mai mult chiar, absența apei lichide la suprafața Lunii a împiedicat formarea unei cruste granitice. Rolul esențial al apei în diferențierea scoarței este laconic exprimat de Campbell și Taylor (1983) în titlul unei lucrări: *„No water, no granites, no oceans, no continents"*, și, am adăuga noi, ducînd mai departe ideea, *no life*.

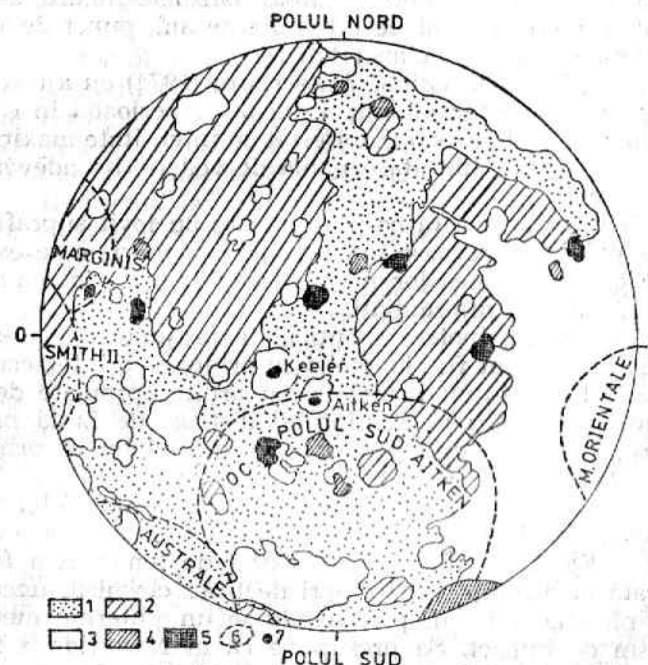


Fig. 20. Harta geologică a Lunii — emisfera invizibilă (după D. E. Wilhelms et al., 1987): *1* — Pre-Nectarian; *2* — Nectarian; *3* — Imbrian; *4* — Eratosthenian; *5* — Copernican; *6* — bazine și mări; 7 — cratere.

7.3.3. SISTEMUL NECTARIAN

Nectarianul cuprinde perioada de timp dintre formarea bazinului Nectaris (3,92 miliarde ani) și excavarea bazinului Imbrium (3,85 miliarde ani). Specific Nectaria-

nului este formarea într-un timp relativ scurt (sub 100 milioane de ani) a unui număr mare de bazine (12 în unele estimări: Nectaris, Crisium, Serenitatis, Humboldtianum, Koroliov, Humorum etc.).

Există cercetători care susțin, pornind de la aglomerarea vîrstelor absolute în intervalul 3,85—4,0 miliarde de ani, că toate, sau aproape toate bazinele lunare, s-au format într-un interval de 0,1 miliarde ani, punct de vedere combătut de Wilhelms (1987).

Tera, Papanastassiou, Wasserburg (1974) au ajuns la concluzia că în istoria Lunii a existat o perioadă în care căderile meteoritice s-au manifestat cu intensitate maximă. Nectarianul fiind, din atare punct de vedere, un adevărat „cataclism".

Privitor la natura corpurilor care au lovit suprafața lunară există numeroase presupuneri; ca mărime se estimează că majoritatea lor nu depășeau 100 km în diametru și că nu erau diferențiați.

Ca origine, ipotezele anticipate presupun că aceste corpuri ar fi putut fi: planetoizi cu orbite ce o intersectau pe cea a Pămîntului; planetoizi cu orbite apropiate de a Pămîntului; sateliți ai Pămîntului distruși de Lună prin captare; asteroizi care s-au apropiat întîmplător de orbita Pămîntului etc.

Este fără nici o îndoială că impactul suprafeței lunare cu corpuri mari a excavat volume imense de roci ale scoarței. Ejecta produsă de un astfel de fenomen a fost aruncată la distanțe foarte mari de locul ciocnirii, uneori chiar pînă la antipod, producîndu-se un puternic metamorfism de impact. Se presupune că în Nectarian a început și procesul de redistribuire a maselor în scoarță, formîndu-se masconii. Meteoriții mai mici dau acum naștere unui număr impresionant de cratere, din care circa 1 330 cu diametrul între 30 și 300 km.

Este posibil ca vulcanismul bazaltic să fi debutat încă din Nectarian, dar durata foarte mică a acestei perioade de timp n-ar fi permis, după unii autori, apariția unor mări întinse. Existența unor claste de bazalte marine în brecii de această vîrstă, sugerează că un astfel de vulcanism a avut într-adevăr loc. Astăzi, mările nectariene ar putea fi îngropate sub ejecta bazinelor mai tinere.

Dintre misiunile Apollo și Luna, numai Apollo 16 a colectat probe aparținînd sigur sistemului Nectarian.

Terenurile nectariene sînt localizate în principal în partea vestică a suprafeței vizibile și în partea nordică a celei invizibile (fig. 19, 20).

7.3.4. SISTEMUL IMBRIAN

Sistemul Imbrian a beneficiat de studii mai detaliate, prin investigarea directă a Lunii. În consecință și delimitarea lui pe principii litostratigrafice este mai sigură. S-a reușit chiar divizarea lui în două serii: Imbrianul inferior și Imbrianul superior.

Imbrianul inferior. Cuprinde toate materialele începînd cu baza Formațiunii Fra Mauro și terminînd cu Formațiunea Hevelius (ejecta bazinului Orientale). Ca epocă, Imbrianul inferior reprezintă intervalul de timp scurs între impactele care au generat bazinul Imbrian (3,85 miliarde ani) și bazinul Orientale (circa 3,80 miliarde ani).

Principala unitate litostratigrafică a Imbrianului inferior este Formațiunea Fra Mauro, constituită în principal din ejecta primară a bazinului Imbrium. Această formațiune se dezvoltă la 600—800 km dincolo de marginea bazinului menționat, fiind alcătuită din brecii de impact, bogate în roci de tip KREEP.

Formarea bazinului Imbrium este un eveniment major în evoluția suprafeței selenare, acesta fiind al doilea bazin ca mărime (peste 1 160 km în diametru), iar suprapunerea sa peste Procellarum a condiționat amplasarea viitoarelor mări de pe emisfera vizibilă. Impactul a fost însoțit și de apariția unui număr mare de cratere secundare; acestea s-ar putea afla pînă la peste 3 000 km de centrul bazinului. O parte a acestor cratere secundare s-au dispus în lanțuri radiare, aranjamentul lor relativ ordonat fiind denumit „sculptura imbriană".

Bazinul Imbrium este delimitat de creste inelare cărora le aparțin Munții Alpi, Caucaz și Apenini. Formarea acestor creste inelare ale bazinului este departe de a fi încă înțeleasă, ceea ce a permis endogeniștilor obstinați să delimiteze flancurile acestora prin falii. La originea

acestor impresionante forme de relief, cu înălțimi de cîțiva kilometri, par să stea totuși fenomene legate de redistribuirea materialului suprafeței selenare, ca urmare a impactelor cu asteroizi. Au fost propuse numeroase mecanisme de formare, incluzînd ridicări ale fundului bazinului, similare cu cele care au dus la apariția ridicărilor centrale ale craterelor, gruparea unor creste marginale ale unor subcavități ale bazinelor, alunecări imense ale marginii depresiunii excavate, materialul alunecat constituind un „inel" ș.a. Cea mai plauzibilă explicație este legată probabil de mișcări oscilatorii ale fundului bazinului prin ricoșări și prăbușiri, relieful îmbogățindu-se cu o creastă inelară.

La antipodul bazinului Imbrium există șanțuri ce au asociate anomalii magnetice puternice, fenomen lipsit deocamdată de o explicație consistentă. Ele sugerează că impactele bazinale au avut ecou la nivelul întregului satelit. La sfîrșitul Imbrianului inferior se formează ultimul mare bazin și anume bazinul Orientale, ale cărui depozite de ejecta au, de asemenea, o largă răspîndire.

Imbrianul superior. Reprezintă intervalul de timp dintre formarea bazinului Orientale (3,8 miliarde ani) și extruderea celor mai tinere bazalte ale Mării Imbrium, probate de misiunile Apollo (3,2 miliarde ani). Această epocă este caracterizată de dezvoltarea largă, pe emisfera vizibilă, a vulcanismului bazaltic, cea mai mare parte a bazaltelor marine cunoscute astăzi, avînd această vîrstă.

Probele prelevate de pe mările lunare au permis determinarea cu acuratețe a momentului efuziunii și a chimismului lor. Au fost aduse pe Pămînt bazalte ale mărilor Tranquillitatis, Crisium, Serenitatis, Nectaris, Fecunditatis și chiar o carotă de regolit de 1,60 m, prelevată de stația automată Luna 24 (L_{24}). Între diferențierea scoarței și apariția vulcanismului bazaltic există o pauză de circa 600 milioane de ani, necesară pentru acumularea căldurii radioactive pe seama căreia s-a făcut topirea parțială a mantalei. Sursa bazaltelor marine pare să fie plasată la adîncimi situate între 60 și 400—500 km. Materialul ultrabazic sursă era constituit, în cea mai mare parte, din olivine și piroxeni. Varietatea bazaltelor formate sugerează existența unei zonalități verticale a camerelor magmatice

(v. par. 7.2) la care s-ar putea adăuga și o eterogenitate pe orizontală. În drumul spre suprafață magmele s-au amestecat, au avut loc procese de digerare, astfel că materialul vulcanic nu reflectă exact compoziția zonelor sursă.

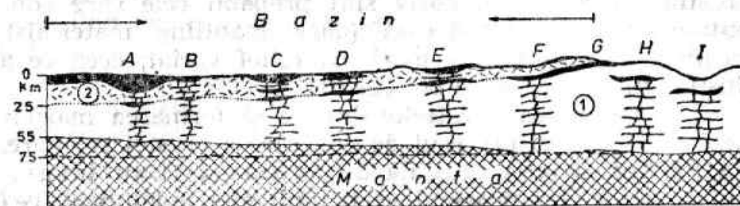


Fig. 21. Model ipotetic de manifestare a vulcanismului bazaltic (după D. E. Wilhelms et al., 1987) *1* — scoarță cu grosime de 55 km în centrul bazinului și 75 km sub continent (terra); *2* — zona deformată a scoarței; *A—I* — căi de ascensiune ale magmelor bazaltice printr-un sistem de dyke-uri și silluri; *A, C, E* — magme ajunse în craterele suprapuse bazinului; *F, G* — magme migrate lateral pe marginea bazinului; *H, I* — magme ascensionale cărora crusta continentală mai groasă nu le permite extruderea.

Punerea în loc a bazaltelor marine a fost guvernată de principii hidrostatice, astfel că au fost favorizate suprafețele joase topografic și cele cu crustă subțire. Astfel de condiții se întîlnesc în bazine și în craterele mari. Devin astfel, explicabile, suprafețele mari ocupate de mări pe emisfera vizibilă, majoritatea acestora fiind situate în Oceanul Procellarum.

Se pune în mod legitim întrebarea: există aparate vulcanice asociate magmatismului selenar? Deși nu se cunosc vulcani similari celor tereștri, se presupune că domurile cu cratere și conurile cu cratere ar putea fi endogene, formîndu-se prin extruderea lavei bazaltice (v. par. 5.2). Au fost observate cîteva curgeri de lave dar nu se cunosc canalele lor de alimentare, acestea fiind probabil acoperite. Unele rille-uri sinuoase au fost interpretate drept canale prin care au circulat lavele la suprafață. Absența unor vulcani de tip terestru trebuie să fie legată de fluiditatea ridicată a magmelor bazaltice.

O dovadă, totuși, a existenței unor manifestări explozive este descoperirea în probele lunare a sticlelor

verzi, roșii, sau portocalii. Sursa acestui material piroclastic se află, după majoritatea autorilor, la adîncimi de 400—500 km. Prezența unor episoade cu emisiuni de magme bogate în volatile este sugerată de structura veziculară a unor curgeri de lavă. Depozitele corespunzătoare acestui vulcanism exploziv sînt probabil cele care constituie cuvertura întunecată (dark mantling materials), răspîndită pe suprafețe mari, cu relief variat, ceea ce a dus la asimilarea lor cu piroclastitele.

Consolidarea bazaltelor lunare și formarea mărilor desăvîrșesc acum procesul de generare a crustei selenare. Pe Pămînt, acreția crustală debutează odată cu Imbrianul superior, dar procesul va fi mult mai îndelungat, cea mai mare parte a crustei continentale formîndu-se în intervalul 3,2—2,5 miliarde ani.

Taylor, McLennan (1988) separă două tipuri de cruste: primară, formată prin cristalizarea topiturii planetare timpurii, și secundară, formată pe seama topirii parțiale a mantalei solide. Continentele lunare constituie deci partea primară a crustei, în timp ce mările dau crusta secundară. Dacă ținem seama însă de grosimea mică a bazaltelor marine (circa 1 km), atunci aportul acestora în volumul total al crustei este de un sfert de procent, putîndu-se afirma că crusta selenară este primară.

Crusta continentală terestră (partea ei oceanică fiind foarte recentă) este în întregime secundară, aceasta fiind o nouă deosebire între cele două corpuri planetare.

7.3.5. SISTEMUL ERATOSTHENIAN

Perioada eratostheniană este cea mai lungă din istoria lunară (2,1 miliarde ani). Delimitarea sa de Imbrianul superior (3,2 miliarde ani) și de Copernican (1,1 miliarde ani) este oarecum convențională.

Separarea sistemului Eratosthenian de Imbrianul superior s-a făcut pe baza observării relațiilor de superpoziție dintre ejecta craterelor eratostheniene și bazaltele imbriene. Principalul criteriu de diferențiere a craterelor eratostheniene de cele copernicane este prezența în depozitele celor din urmă a razelor (rays).

Alături de depozitele de crater, sistemul Eratosthenian include și depozite de maria, dar dezvoltarea acestora este mai restrînsă decît a mărilor imbrian superioare (fig. 19). Există bazalte eratosthenniene care acoperă în același timp bazalte imbriene și cratere eratostheniene.

Lavele eratostheniene sînt, în general, bogate în titan, fiind derivate probabil din surse bogate în elemente radioactive.

O caracteristică a mărilor eratostheniene este culoarea lor albastră determinată prin măsurători de reflectanță spectrală.

Extruderea bazaltelor continuă să se realizeze predominant în arii cu litosferă subțire (Oceanul Procellarum), fenomenul manifestîndu-se numai pe emisfera vizibilă.

Este probabil că în Imbrianul superior și Eratosthenian cea mai mare parte a crustei fracturate de impactele asteroidice anterioare a fost impregnată cu material bazaltic, acesta ridicîndu-se hidrostatic pînă la un „nivel general al mărilor" (Schmitt, 1975).

Depozitele de crater sînt prezente în special în jurul craterelor mari: Theophilus (100 km), Hansen (167 km) — cel mai mare crater tînăr, Pythagoras (130 km), Eratosthene (58 km) etc.

Expedițiile Apollo n-au probat nici un crater mare de această vîrstă, deși într-un sens toate misiunile lunare au adus material eratosthenian sau mai tînăr, deoarece probele de regolit recoltate, sînt, în mod necesar, formate parțial și în acest interval de timp.

Reașezarea, prin subsidență, a stivelor groase de bazalte are ca efect formarea în continuare de creste marine și eventual de grabene. În craterele mari ridicarea fundului produce crăpături.

Merită menționat că în timp ce pe Lună în Eratosthenian începe înghețarea evoluției tectonice, pe Pămînt se petrec fenomene importante. Aici crusta continentală este în plină transformare: are loc „granitizarea" scoarței, se desfășoară mișcări orogenice, se consolidează scuturile, și, probabil, către 3 miliarde ani, începe evoluția vieții primitive. Este posibil ca un rol important în acest

ultim proces să-l fi avut bombardamentele meteoritice ce au aprovizionat Terra cu componenți prebiologici ce pot fi observați și în meteoriții actuali (Schmitt, 1975).

7.3.6. SISTEMUL COPERNICAN

Sistemul Copernican cuprinde cele mai tinere roci ale Lunii, formarea de depozite de această vîrstă continuînd practic și astăzi. Separarea depozitelor copernicane de cele eratostheniene este dificilă. Un rol important în separarea cartografică a celor două tipuri de depozite îl au metodele de teledetecție. S-a observat, astfel, că craterele copernicane sînt mai „fierbinți" decît cele eratostheniene. Astfel de măsurători s-au realizat de pe Pămînt în timpul eclipselor totale de Lună (par. 6.4), dar și de pe orbita selenară. Există, de asemenea, diferențe de morfologie, prospețime (determinate prin radar), culoare și albedo.

Craterele copernicane sînt cele mai proaspete cratere cunoscute, au fund adînc și dețin blocuri de ejecta coerente.

Principalul criteriu de identificare a depozitelor copernicane îl constituie însă prezența razelor (rays) în jurul craterelor de această vîrstă. Este greu de admis că numai în Copernican craterizarea a creat aceste aureole, rezultînd că razele mai vechi s-au șters odată cu trecerea timpului. Aceste aureole își au originea în excavarea de material proaspăt de mare de către impactele recente, și redistribuirea acestuia sub formă de raze strălucitoare (razele respective rezidă în predominarea materialului cristalin asupra sticlelor). Expunerea acestor raze la bombardamentul cu micrometeoriți și la acțiunea vîntului solar are ca efect acoperirea fragmentelor de regolit cu pelicule de sticlă, rezultînd agregate complexe numite *aglutinate*. Aceste aglutinate bogate în Fe și Ti (cunoscuți ca reducînd albedoul) se acumulează în regolit funcție de durata expunerii, explicînd astfel absența razelor în craterele mai vechi. Realitatea acestui proces este demonstrată și de faptul că există raze foarte slabe asociate unor cratere eratostheniene.

În Copernican au continuat probabil efuziunile de lave bazaltice. Ele se găsesc numai în cîteva petice situate

în nordul Oceanului Procellarum (fig. 19). Aceste bazalte sînt printre cele mai albastre suprafețe lunare cunoscute.

Procesul dominant în Copernican este craterizarea. Se pare că începînd cu Eratosthenianul (3,2 miliarde ani) rata de craterizare a scăzut și s-a menținut apoi constantă în toată evoluția ulterioară a Lunii. Proiectilele cosmice au fost probabil identice cu cele ce lovesc astăzi Pămîntul. În consecință, diametrele craterelor sînt mai mici: Copernicus — 93 km, Tycho — 85 km etc.

Vîrsta craterului Copernicus (800 milioane ani) a fost stabilită de Apollo 12, acesta probînd o rază a acestui crater. Alte cratere sînt mult mai tinere: Tycho 100 milioane ani; Cone 25 milioane ani.

Răcirea continuă a Lunii a dus probabil la o ușoară contractare a satelitului terestru (maximum 1 km), ceea ce ar fi antrenat formarea unor falii de încălecare pe emisfera invizibilă. Dimensiunile mici ale Lunii au favorizat probabil o răcire mai rapidă a sa, la aceasta concurînd și pierderea prin vulcanism a unei părți a elementelor radioactive. Această răcire a deplasat astenosfera selenară la adîncimi foarte mari (circa 1 000 km), ceea ce a determinat blocarea evoluției tectonice a Lunii.

Relieful lunar suferă doar agresiunea impactelor și a vîntului solar. Misiunile Apollo au demonstrat că impactul cu meteoriți continuă și astăzi. Astfel, în iulie 1972 un impact major a generat unde care au străbătut întreg globul lunar, permițînd investigarea interiorului adînc al acestuia.

ÎNCHEIERE

Aminteam încă din prefață că „astrul nopții" a intrat de timpuriu și definitiv în viața omului. Lucrul este mai mult decît evident; cum altfel ar trebui să traducem invocarea Lunii în folclor, în poezia cultă, în epigramă, în muzică sau chiar în expresiile cotidiene de tipul, „curat lună" sau „căzut din lună".

Inspirînd melancolie și meditație Luna apare în creația multor scriitori, dar nicăieri mai obsesiv ca în lirica geniului romantic eminescian, versul sublim dedicat astrului, atingînd la poetul nostru național culmi nebănuite.

În zilele noastre interesul pentru Lună a depășit pragul romantismului, căpătînd mutații esențiale odată cu inaugurarea erei navelor spațiale și în special a navetei care va deveni „taxiul cosmic", datorită posibilităților de reutilizare a ei de la 50 pînă la circa 100 de ori. Dintre proiecte trebuie reținut, în primul rînd, amplasarea unui observator internațional meteorologic pentru studierea proceselor din atmosfera Terrei la o scară cu mult mai importantă decît de pe orbitele circumterestre; aceasta pentru că lipsa atmosferei lunare permite măsurători asupra radiațiilor solare și influența acestora asupra climatului terestru.

Dacă omul va da ascultare rațiunii ocrotind Pămîntul, va pătrunde cu siguranță și dincolo de el. Aceasta cu atît mai repede cu cît ritmul cuceririi Cosmosului se dovedește mai alert decît s-a putut bănui, așa cum l-a întrevăzut de fapt chiar Jules Verne, cînd cu un secol în urmă spunea că, „Prevederile mele de ficțiune vor fi cu mult sub realizările secolului XX".

BIBLIOGRAFIE

ANDERSON D. L. (1975) — *Proishojdenie i sostav Luni.* Trudi Am. — Sov. Konf., po kosmohimii Luni i planet. Nauka, Moskva.

BROWN G. M. (1971) — *Géochimie de la Lune.* Endeavour, XXX/111, London.

DYAL P., PARKIN C. W., DAILY W. D. (1975) — *Lunaia electroprogodnosti magnitnaia pronițaemosti i temperatura po dannim magnitnini eksperimentov expediții „Apollon".* Trudi Am. — Sov. Konf. po kosmohimii Luni i planet. Nauka, Moskva.

FECHTIG H. W., GENTNER J. B., HARTUNG, NAGEL K., NEUKUM K., SCHNEIDER E. STORZER D. (1975) — *Mikrokrateri na lunih obrazțah.* Trudi Am. — Sov. Konf. po kosmohimii Luni i planet. Nauka, Moskva.

GHEORGHIU C. C. (1980) — *Zborul spre infinit. Pagini din istoria astronauticii.* Edit. Dacia, Cluj-Napoca.

GROSSMAN L. (1975) — *Himiceskoe fractionirovanie v protoplanetnom oblake.* Trudi Am. — Sov. Konf., po kosmohimii Luni i planet. Nauka, Moskva.

HORZ F., MORRISON D. A., GAULT D. E., OBERBECK V. R., QUAIDE V. L., VEDDER J. F., BRONNLEE D. E., HARTUNG J. B., (1975) — *Mikrometeoritnii komplex i evoliuțiia lunogo regolita.* Trudi Am. — Sov. Konf. po kosmohimii Luni i planet. Nauka, Moskva.

IMREH I. (1987) — *Geochimie.* Edit. Dacia, Cluj-Napoca.

JARKOV V. N. (1983) — *Vnutrenie stroenie zemli i planet.* Nauka, Moskva.

KAULA W. M. (1975) — *Mehaniceskie proțessi vliialușcie na diferențiații protolunogo veșcestva.* Trudi Am. Sov. Konf. po kosmohimii Luni i planet. Nauka, Moskva.

LANGSETH M. G., KEIHM S. (1975) — *Neposredctvennie izmerenii teplogo potoka na Lune.* Trudi Am. — Sov. Konf. po kosmohimii Luni i planet. Nauka, Moskva.

LATHAM G., NAKAMORA Y., DORMAN J. et al. (1975) — *Rezultati pasivnogo seismicekogo eksperimenta po programa „Apollon".* Trudi Am. Sov. Konf. po kosmohimii Luni i planet. Nauka, Moskva.

LEVIN B., Yu., MAEVA S. V. (1975) — *Zagadki proishojdenia i termiceskoi istorii Luni.* Trudi Am. — Sov. Konf. po kosmohimii Luni i planet. Nauka, Moskva.

MOORE H. J., BOYCE J. M., SCHABER G. G., SCOTT D. H. (1980) — *Lunar remote sensing and measurements.* U.S.G.S., Profess. Paper, 1046-N, Washington.

MOȚIU A. (1987) — *Tratat elementar de fizica Globului.* Edit. Dacia, Cluj-Napoca.

O'HARA M. J. (1971) — *La géologie de la Lune à la lumière du programme Apollo.* Endeavour, XXX/109, London.

PIKE R. J. (1980) — *Geometric Interpretation of Lunar Craters.* Apollo 15—17 orbital Investigations. U.S.G.S., Profess. Paper, 1046-C, Washington.

SUKHANOV A. L., TRIFONOV V. G. (1974) — *Vulkanizm i tektonica Luni.*, Nauka, Moskva.
POPOVICI C., STANILĂ G., ȚIFREA E., ZĂGĂNESCU F. (1977) — *Dicționar de astronomie și astronautică.* Edit. Șt. și Enciclopedică, București.
RANKAMA K., SAHAMA Th., G. (1970) — *Geochimie.* Trad. din lb. engleză. Edit. Tehnică, București.
RUSKOL E. (1975) — *Proishojdenie Luni.* Trudî Am. — Sov. Konf. po kosmohimii Lunî i planet. Nauka, Moskva.
SCHMITT H. (1975) — *Evoluțiia Luni: modeli 1974 god.* Trudî Am. — Sov. Konf. po kosmohimii Lunî i planet. Nauka, Moskva.
SHERMAN S. C., MOORE H. J. (1980) — *Experimental Photogrammetry of Lunar Images.* U.S.G.S., Profess. Paper, 1046-D, Washington.
SEVCENKO V. V. (1975) — *Rasprostronenosti i stratigrafiia Lunîh porod po dannîm ob ih albedo.* Trudî Am. — Sov. Konf. po kosmohimii Lunî i planet. Nauka, Moskva.
STEPHENSON A., COLLINSON D. W., RUNCORN S. K. (1975) — *Intensivnosti drevnego polia po dannîm magnitnîh issledovanii Lunnîh obrazțov.* Trudî Am. — Sov. Konf. po kosmohimii Lunî i planet. Nauka, Moskva.
TAYLOR S. R., JAKES P. (1975) — *Gheohimiceskaia zonalinosti i rannaia differențiația Luni.* Trudî Am. — Sov. Konf. po kosmohimii Lunî i planet. Nauka, Moskva.
TAYLOR S.R., McLENNAN S. M. (1988) — *Kontinentalinaia Kora: ee sostav i evoliuțiia.* Trad. din lb. engleză. Mir, Moskva.
TOKSÖZ M. N., JOHNSTON D. H. (1975) — *Evoliuțiia Luni i planet zemnoi grupî.* Trudî Am. — Sov. Konf. po kosmohimii Lunî i planet. Nauka, Noskva.
TOMKEIEF S. I., WALTON E. K., RANDALL B. A., BATTEY M. H. (1983) — *Dictionary of Petrology.* John Wiley et Sons, New York, Brisbane, Toronto, Singapore.
ULRICH E. G., HODGES C. A., MUEHLBERGER W. R. (1981) — *Geology of the Apollo 16 area, central Lunar Highlands.* U.S.G.S., Profess., Paper, 1048, Washington.
VINOGRADOV A. P. (1975) — *Kosmohimiia Luni i planet.* Nauka, Moskva.
VINOGRADOV A. P. (1975) — *Differențiația veșcestva Luni.* Trudî Am. — Sov. Konf. po kosmohimii Lunî i planet, Nauka, Moskva.
WILHELMS D. E., McCAULEY J. P., TRASK N. J. (1987) — *The geologic history of the Moon.* U.S.G.S. Profess. Paper, 1348, Washington.
WOOD J. A. (1975) — *Obzor tipov Lunnîh porod i sravnenie lunnoi i zemnoi korî.* Trudî Am. — Sov. Konf. po kosmohimii Lunî i planet. Nauka, Moskva.
WOOD J. A. (1980) — *Proishojdenie Luni,* în: Sputniki planet Mosk. Mir. Trad. din lb. engleză.
WOLFE E. W. et al. (1981) — *The geologic investigation of the Taurus — Littrow Valley: Apollo 17 landing site.* U.S.G.S., Profess. Paper, 1080, Washington.